

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(СПбГУ)

Институт наук о Земле
Кафедра региональной геологии

Кириллова Полина Алексеевна

**Литологическая характеристика ниже-среднеюрских терригенных отложений
центрального Кавказа (Дигорское и Кармадонское ущелья)**

Выпускная бакалаврская работа по направлению 05.03.01 «Геология»

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:

к.г.- м.н., доц. Ершова Виктория Бэртовна _____

«__»_____2018

Заведующий кафедрой:

д.г- м.н., проф. А. К. Худолей

«__»_____2018

Санкт-Петербург

2018

Оглавление

1 ВВЕДЕНИЕ	3
2 ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ РЕГИОНА	5
3 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	7
4 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ	10
5 СТРАТИГРАФИЯ	13
5.1 Садонская свита (J _{1sd})	13
5.2 Мизурская свита (J _{1mz})	13
5.3 Галиатская свита (J _{1gl})	16
5.4 Армхинская свита (J _{2am})	17
6 ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА	21
7 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	25
7.1 Петрографическое описание шлифов	25
7.2 Метод Гацци-Дикинсона (point-counting)	28
7.3 Минералогический анализ протолочных проб	29
8 РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	30
8. 1 Петрографическое исследование	30
8. 2 Исследования Методом Гацци-Дикинсона (point-counting)	32
8.3 Минералогический анализ	34
9 ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ	36
10 ВЫВОДЫ	41
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	42
ПРИЛОЖЕНИЯ	44

1 ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследования являются ниже-среднеюрские терригенные отложения Центрального Кавказа (Дигорское и Кармадонское ущелья).

Образцы изучаемых пород были отобраны в августе 2017 года в ходе экспедиции в республику- Северную Осетию-Аланию (РСО).

Исследовательские работы проводились в предгорьях Центрального Кавказа (южная часть республики) в ущельях (рис. 1):

- Дигорском ущелье (долина р. Урух)
- Кармадонском ущелье (долина р. Кауридон)

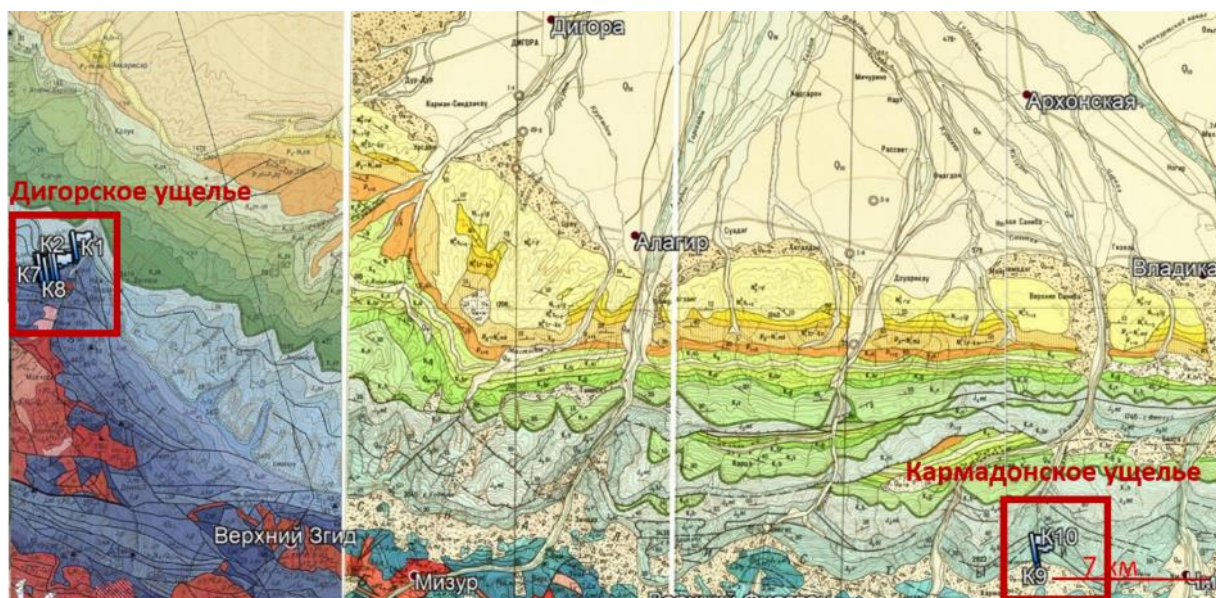


Рисунок 1 Фрагмент геологических карт к38-VIII-XIV (Письменный, Греков, 2002), к-38-IX (Губкина, Срабонян, 1990) с дополнениями автора. Исходный масштаб 1: 200 000. Красным цветом выделены объекты исследования, слева цветом обозначено Дигорское ущелье, справа- Кармадонское.

Цель работы: на основе детальных петрографических исследований реконструировать источники сноса песчаников и алевролитов мизурской (J_{1mz}) и армхинской свит (J_{2am}).

Для достижения заданной цели были поставлены следующие задачи:

1. Сбор и анализ имеющихся данных о геологическом строении и стратиграфии изучаемого региона. Полевые исследования и отбор проб.
2. Детальное петрографическое изучение образцов терригенных пород.
3. Минералогический анализ тяжелой и легкой фракции песчаников.

4. Реконструкция источников сноса кластического материала.

2 ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ РЕГИОНА

Юрские отложения Центрального Кавказа исследуются геологами уже давно, однако степень их изученности во многом еще недостаточна. Изучение литологических особенностей терригенных отложений мизурской и армхинской свит позволит реконструировать область сноса исследуемых пород и уточнить палеогеографические обстановки их формирования.

Наиболее ранняя информация (документально сохранившаяся) о геологических исследованиях Центрального Кавказа (ЦК) относится к 1768 году. К 50-80-м годам XIX века было обнаружено несколько рудопроявлений, которые вызвали интерес к изучению пород ЦК с целью поиска месторождений полезных ископаемых. А к 1875 г. З. Фавром была составлена первая геологическая карта Горной Осетии масштаба 1:565 000. Таким образом, до начала XX века имелись лишь общие представления о геологическом строении Центрального Кавказа и Горной Осетии в частности.

Более углубленное исследование региона пришлось на начало XX века после организации Геологическим Комитетом территориальных секций. Работы были посвящены изучению строения ЦК, выявлению рудопроявлений, определению возрастов гранитов, детальному изучению вновь открытых месторождений.

К 1940-м годам начались активные работы по составлению средне- и крупномасштабных геологических карт региона. По результатам этих работ были составлены геологические карты масштаба 1:50 000 - для листов К-38-41-Б, Г; К-38-42-А, Б, В, Г; К-38-28-В, Г; К-38-29-В, К-38-40-А, Б, В, Г; К-38-41-А, В - В.А. Мельниковым. 1962, 1964; Г.Л. Леоновым (1957) - для листка К-38-52-Б и Е.И. Коваленко (1977) - для листа К-38-42-Б.

Позже было выполнено геологическое доизучение масштаба 1:50 000 площади листов К-38-40-Б, Г; К-38-41-А, В (Ермаков, 1981) и листов К-38-41-Б-В, Г; К-38-41-Г; К-38-42-А-В, Г; К-38-42-В-А, Б; К-38-53-А-А, Б (И.Л. Энна, 1988 г.). А также проведено картирование более крупных масштабов для зон с проявлениями оруденений.

Таким образом, было получено представление о геологическом строении территории.

В 1998 году была составлена Г.П. Ольховским и С.М. Тибиловым специализированная геологическая основа для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии 1:50 000 масштаба.

Впоследствии, многочисленные проведенные работы советских и российских геологов в пределах ЦК способствовали более глубокому пониманию о строении, геодинамике, геотектонике, палеогеографии и литологии Кавказского региона.

Изучение нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа и описание их разрезов приведено, в основном, в работах, относящихся ко 2-й половине XX века: А.И. Конюхов и др.,

1956; С.С. Кузнецов, 1956; В.П. Ренгартен, Г.Н. Бровков, 1957; Е.К. Станкевич, 1957; В.И. Славин, 1958, 1960; Р.С. Безбородов и др., 1959; Е.А. Гофман и др., 1960; А.Г. Алиев, В.П. Акаева, 1962; А.Н. Балуховский, 1964; Д.А. Иванов, 1964; В.В. Мокринский и др., 1965; В.Т. Фролов, 1965; Ю.Г. Леонов, 1961, 1967; Д.Д. Мазанов, 1969; М.А. Беридзе, 1970, 1983, 1985; В.Б. Агаев, 1974; В.И. Зесашвили, 1979; М.В. Топчишвили, 1978, 1986; Г.А. Чихрадзе, 1979; Ч.М. Халифа-заде, Ч.М. Магомедов, 1982; Ю.О. Гаврилов, 1982, 1985, 1994; Д.И. Панов, 1997, 2003, 1996, 1999; М. И. Тучкова, 1996; и др.

А описание непосредственно литологии и минералогии ниже-среднеюрских отложений северного склона Центрального Кавказа (мизурской и архинской свит) упоминается в работах: Л.А. Варданянц, 1935; И.Г. Кузнецов 1947; В.В. Пермяков 1954; В.П. Казакова 1958; Н.В. Безносков 1960; А.В. Куликов, 1962; В.А. Мельников 1962; Леонов, 1964; М. М. Мацкевич 1965; Панов, 1965; 1967 В. А. Ермаков 1981, 1989, К.О. Ростевцев 1992; Н.Л. Энна, 1988, Г.П. Ольховский, С.М. Тбилизов 1998; М.И. Тучкова, 2007; и др.

Как видно, из большого количества приведенных авторов (а это лишь небольшая часть ученых, среди многочисленных других, посвятивших свои труды изучению Кавказского региона) Большой Кавказ (БК) в геологическом отношении изучен хорошо, но при этом – далеко недостаточно. Исследования последних десятилетий продолжают приносить плоды. Помимо обоснования новых теорий пересматриваются и прежние взгляды, которые в силу особенностей времени прошлого века иногда оказываются не совсем верными.

Так, для архинской и мизурской свит были приведены литологические характеристики, но ранее не использовался метод количественной оценки минералогического состава (Гацци-Дикинсона), который вместе с другими исследованиями (в данном случае – минералогический анализ) может быть использован для реконструкции источников сноса кластики.

3 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Изучаемые геологические объекты находятся в пределах РСО (Рис. 2).

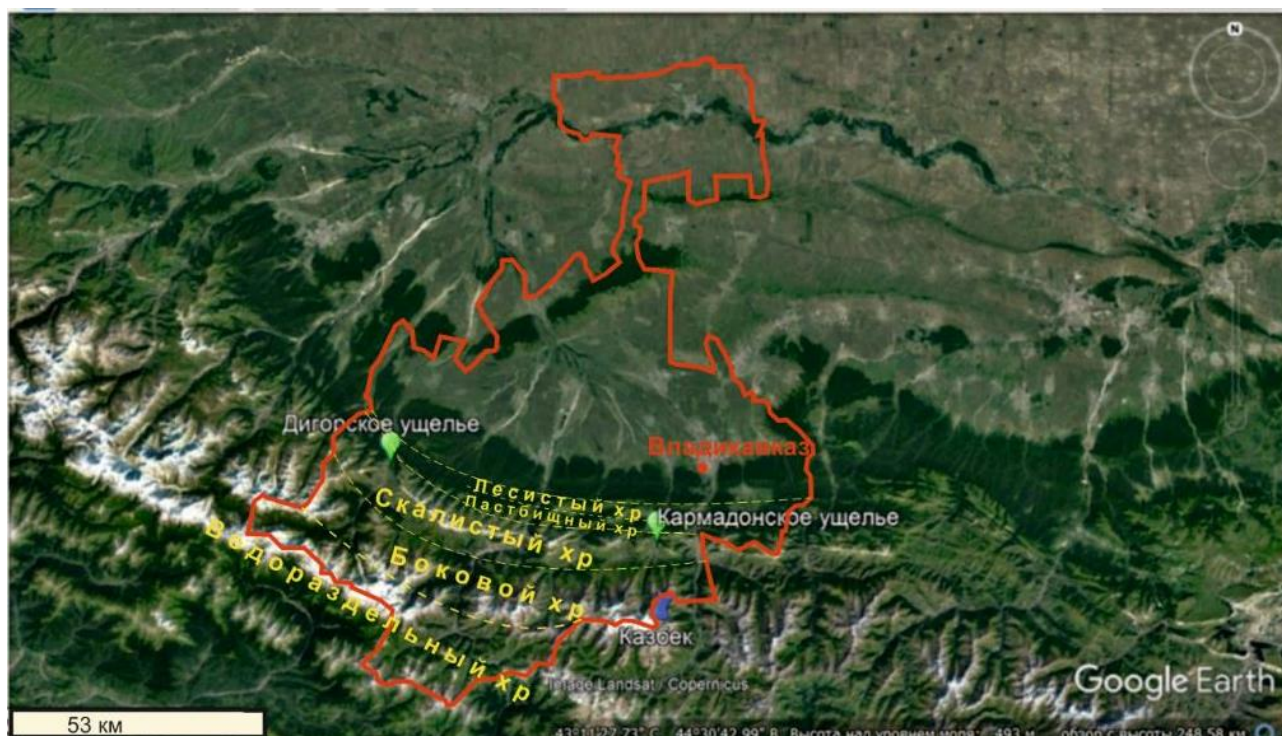


Рисунок 2 Фрагмент физической карты ЦК. Красным выделены границы РСО

Изучаемые геологические объекты относятся к Ирафскому и Пригородному району РСО.

Северная и центральная часть Северной Осетии представляет собой равнинную местность. Территория исследований охватывает южную часть республики и относится к центральной части Большого Кавказа. Эта территория представляет собой горную местность, рельеф которой достаточно сложный, сильно расчлененный.

В субмеридиональном сечении горной части Северной Осетии можно выделить несколько зон. Наиболее северной зоне отвечает северный пологий склон горного сооружения, заканчивающийся на юге Пастбищным и Скалистым хребтами, представляющими куэстовую форму рельефа (Хаин, 1984). Северные склоны достаточно пологие, а Южные- представляют собой крутые обрывы высотой от 500- 800 м в северной части горной Осетии - до 1500 м – куэсты Скалистого хребта. Гряды имеют резкие очертания, что обусловлено многочисленными разрывными нарушениями. В основном, здесь преобладают субальпийские луга, местами произрастает буковый лес.

На склонах хорошо развиты пещеры, гроты, провалы, воронки и другие формы карстового рельефа. Высотные отметки вершин в непосредственном районе работ в среднем составляют 2500м. Куэсты Пастбищного и Скалистого хребтов сложены соответственно верхнеюрскими и нижнемеловыми карбонатными формациями.

За Скалистым хребтом следует продольная депрессия, которую слагают глинистые сланцы и песчаники. Так как данные толщи подвержены денудации склоны этой местности сравнительно пологи и сглажены. Поперечными хребтами - перемычками депрессия разделяется на отдельные котловины: Донисар-Фаснальскую, Садоно-Унальскую, Лацкую, Даргавскую, Кармадонскую и Армхи-Джейрахскую. Юрская сланцевая депрессия выработана деятельностью рек. Центральная расширенная часть этой долины называется Донифарс-Задалеской котловиной (*Ольховский, Тибиров, 1998*).

Зона северного склона Центрального Кавказа отделена крупным разломом от следующей к югу зоны высокогорного Бокового хребта, который представляет собой серию пилообразных остроконечных вершин. Здесь господствуют преимущественно ледниковые формы рельефа. Наивысшая высотная отметка – г. Казбек (5033,8).

Еще южнее по линии главного Водораздельного хребта проходит граница с Грузией и Южной Осетией.

До высоты 2000 м климат в горах умеренно-прохладный и очень влажный. Средняя температура июля +15°C, января - 4 °C. Обильные осадки выпадают, в основном, на северных склонах, в год их среднее количество составляет 1000 мм.

В пределах Северной Осетии для снеговой линии характерен уровень от 3400 м в бассейне р. Урух и до 3500 м в верховьях р. Терек. Наблюдается ее повышение с запада на восток. Основным центром оледенения является Казбекско-Джимарайский массив.

Северная Осетия богата поверхностными водами. Река Терек является главной водной артерией. Крупнейший приток- р. Ардон. Второй крупный приток-р. Урух, берущая свое начало из-под ледников Главного Водораздельного и Суганского хребтов. В местах своего истока называется Харесом. В Урух впадает несколько других рек, также получающих начало из огромных ледников. После слияния с р. Караугом Урух приобретает северное направление и протекает по дну широкой долины. Севернее Лесистого хребта выходит на равнину.

Река Гизельдон с притоками Геналдон и Фиагдон являются притоками Терека и Ардона. Существуют за счет таяния ледников. Заметную роль в питании рек играют дождевые и грунтовые воды. Поэтому, главный паводок выпадает на дождливую часть лета. Зимой горные реки сильно мелеют (*Ольховский, Тибиров, 1998*).

Изучаемые геологические объекты находятся в пределах Скалистого хребта. В Дигорском ущелье работы проводились в долине р. Урух в районе Даргавса. Склоны хребта на изучаемой территории достаточно обрывистые. Отбор образцов производился на высоте от 1080 до 1500 м. В Кармадонском ущелье в районе с. Горная Саниба протекает р. Кауридон впадающая в р. Геналдон. Геологические работы проводились недалеко от места соединения

этих рек. В долине р. Геналдон широко распространены моренные отложения, образовавшиеся в результате схода ледника Колка. Работы проводились на высоте около 1300 метров, на склонах невысоких, но достаточно крутых обрывов.

4 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Складчатая область Большого Кавказа является частью альпийского складчатого пояса и располагается между Скифской эпигерцинской плитой на севере и Африкано-Аравийской докембрийской платформой на юге (Короновский, 2011). Эта система простирается в ЗСЗ-ВЮВ направлении от Таманского п-ва до Апшеронского п-ва при ширине 100-150 км (Хаин, 1984).

В геологическом строении Горной Осетии принимают участие три генетически различные структурные единицы - Скифская (северная) континентальная плита, Южный (Закавказский) микроконтинент - террейн и разделяющая их шовная зона - реликтовый рубец (Ольховский, Тибилов, 1998).

Изучаемые геологические объекты расположены в северном обрамлении осевого трога Большого Кавказа и относятся к Дигоро-Осетинской структурно-фациальной зоне (рис. 3).

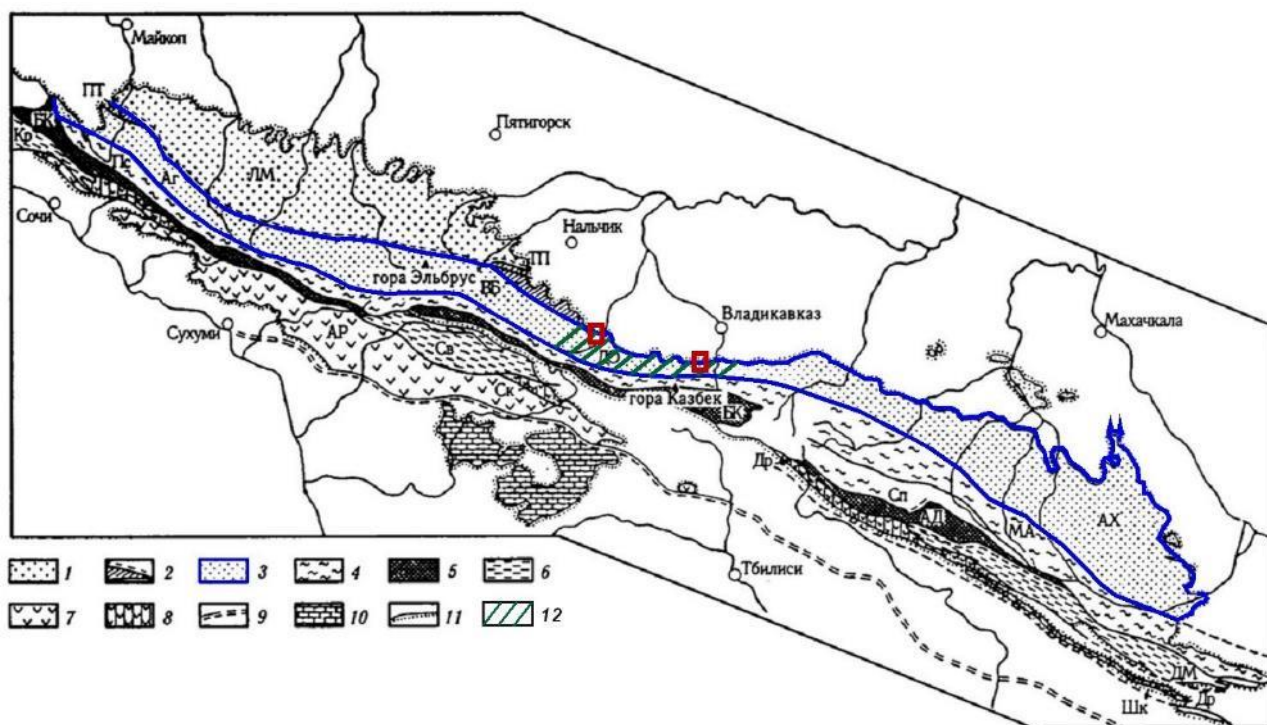


Рисунок 3 Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа для ранне-среднеюрского времени (Тучкова, 2007 с дополнениями автора). 1 — южный приподнятый (в современной структуре) край Скифской платформы (ЛМ — Лабино-Малкинская зона); 2 — переходная полоса между Скифской платформой и бассейном Большого Кавказа (ПТ — Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, ВБ — Восточно-Балкарская зона); 3—8 — лейас-ааленский бассейн Большого Кавказа: 3 — северный борт, 4 — северное обрамление осевого трога (Пс — Псеашихинская, МА — Метлюта-Ахтычайская зоны), 5 — осевой трог (БК — Бзыбско-Казбекская, АД — Мачхалор-Халахельская зоны); 6 — южное обрамление осевого

трога (Кр — Краснополянская, Св — Сванетская, Сп — Сперозская, ДМ — Даличай-Мазинская зоны), 7,8 — южный борт (АР— Абхазо-Рачинская, Ск— Сакаурская, Др — Дуруджинская, Шк— Шекинская зоны), а позже, в байосе: 7— край Закавказского вулканического пояса, 8 — полоса с переходным вулканогенно-осадочным типом разреза; 9 — Кахетино-Лечхумская шовная зона; 10 — Закавказский массив; 11 — граница распространения нижне-среднеюрских образований на поверхности; 12- Дигоро-Осетинская зона.

В тектоническом отношении исследуемая территория представляет собой складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа. Исследуемые геологические объекты располагаются в зоне Северо-Кавказской моноклинали Скалистого хребта (рис. 4).

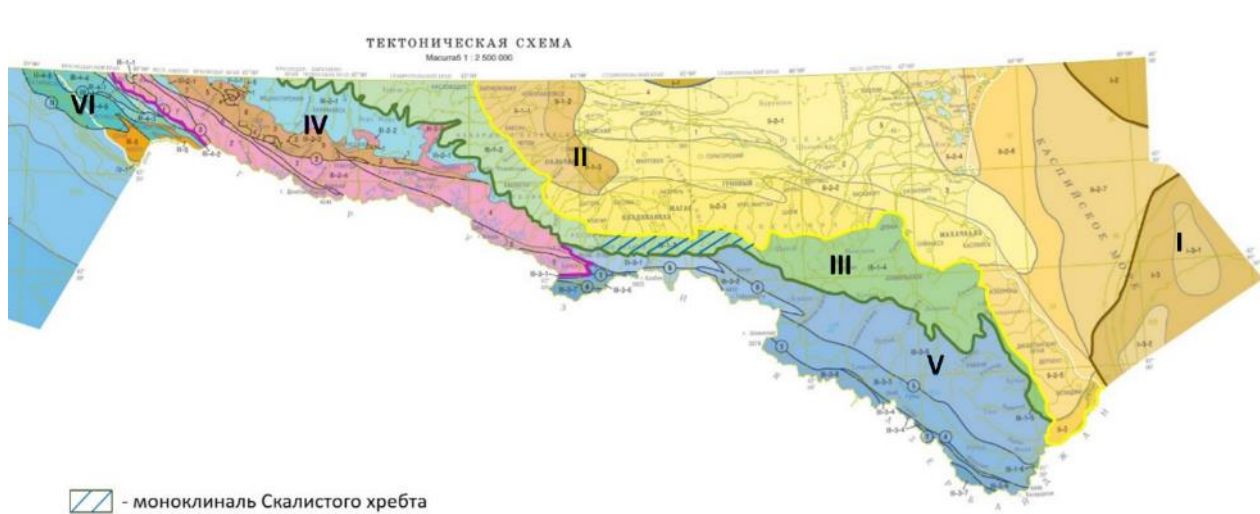


Рисунок 4 Фрагмент тектонической схемы, масштаб 1: 2 500 000 (Лаврицев, Шейков, Андреев, Семенов, 2009) с дополнениями автора. I- Скифская плита Предкавказья и Туранская плита; II- система предкавказских краевых прогибов; III- складчато-глыбовое сооружение БК. Северо-Кавказская моноклираль. IV- складчато-глыбовое поднятие Центрального Кавказа; V- складчато-глыбовое поднятие Восточного Кавказа; VI - покровно-складчатые зоны Северо-Западного Кавказа.

В основном, коренные породы обнажаются в долинах рек, на гребнях и крутых откосах хребтов.

Юрские отложения залегают моноклинально с нормальным падением на север; моноклираль осложнена многочисленными взбросами, плоскости которых также падают на север. Со взбросами связаны неоднократные повторения разреза, складки второго порядка в лобовой части взброшенных блоков и развитие мелкой приразломной складчатости в узких зонах (Панов, Ломизе, 2007).

Породы мизурской свиты в Дигорском ущелье падают на север, север-северо-восток и север северо-запад. Углы падения сильно колеблются: в нижней части разреза падают под 70 градусов, в верхней части выположиваются до 8-10 градусов.

Породы армхинской свиты в Дигорском ущелье имеют север северо-западное падение под 10 градусов. В Кармадонском ущелье падение пластов варьирует: пласты падают под 60-70 градусов на юг юго-восток и северо-восток. Это связано с присутствием складок (рис. 5).



Рисунок 5 Фотография выходов пород армхинской свиты в Кармадонском ущелье. Точка наблюдения (Т.н) к9. Синим цветом обозначены крылья складок.

5 СТРАТИГРАФИЯ

5.1 Садонская свита (*J1sd*)

Юрская система

Нижний отдел

Геттангский- синемюрский ярусы

Садонская свита (*J1sd*)

Отложения садонской свиты (*J1sd*) представлены вулканогенными породами, которые объединяются в юрскую андезито-дацитовую туфолововую вулканогенную формацию. Сравнительно небольшие фрагменты свиты отмечаются и на левом борту р. Урух. Однако, в месте изучения геологических разрезов (в Дигорском ущелье) отложения садонской свиты отсутствуют, породы мизурской свиты несогласно залегают на доюрском фундаменте.

5.2 Мизурская свита (*J1mz*)

Юрская система

Нижний отдел

Плинсбахский ярус

Мизурская свита (*J1mz*)

Породы мизурской свиты хорошо развиты в Дигоро-Осетинской зоне. В долине реки Урух отложения свиты местами залегают на породах кристаллического фундамента, местами-стратиграфически несогласно с размывом в основании на вулканогенных образованиях садонской свиты, восточнее Дигорского ущелья породы мизурской свиты также подстилают отложения садонской свиты.

На территории РСО породы мизурской свиты относительно выдержаны по простиранию за исключением бассейна р. Геналдон. Мощность свиты сильно колеблется по простиранию: в западной части Дигории - примерно 150 м, к востоку ее мощность увеличивается до 400 м (бассейн р. Урух), но в районе с. Верхний Згид снова уменьшается до 100 м. Далее, в восточном направлении мощность снова увеличивается до 400-500 метров.

Свита сложена глинистыми сланцами, лавами андезитов, туфами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, известняками (*Ольховский, Тибилев, 1998*).

В основании мизурской свиты, где ее отложения залегают на кристаллическом фундаменте, выделяется конгломератово-гравелитовый горизонт. Состав обломочных пород горизонта определяется составом подстилающих пород. Так, конгломераты и гравелиты

представлены светло-серыми породами, сложенными хорошо окатанной галькой и зернами кварца, подстилающих их кристаллическими сланцами и гранитами, реже вулканитами. Цемент песчаный. Количество вулканогенной составляющей к востоку от с. Махческ увеличивается. Это связано с тем, что свита в восточной части своего простираения залегает непосредственно на вулканогенных комплексах садонской свиты.

Выше по разрезу залегает алевро-глинисто-сланцевый горизонт. Алевроитовая примесь в глинистых сланцах представлена вулканогенным материалом.

На алевро-глинисто-сланцевом горизонте залегает толща псаммитов, определяющая литологическую характеристику мизурской свиты. Толща представлена преимущественно мелкозернистыми и тонкозернистыми кварцевыми песчаниками, в меньшей степени разномзернистыми алевролитами и глинистыми сланцами.

В основании толщи выделяется базальная пачка, представленная чередованием алевро-глинистых сланцев, тонкоплитчатых алевролитов и песчаников. Данная пачка является переходной от нижележащего тонкозернистого горизонта к грубоплитчатым песчаникам и алевролитам.

Возраст мизурской свиты определяется как поздний плинсбах, что подтверждено многочисленной фауной. По линзам известняка нижней подсвиты возраст определен по пелециподам *Rhynchonella cf. pontica* Moiss, J_1^2 ; *Spiriferina cf. Ctensis* Moiss, J_1^2 ; *Pholadomya* sp. J_1^2 . Возрастное отношение средней подсвиты установлено по аммонитам: *Amaltheus margaritatus* Montf, J_1^2 *Amaltheus laevis* Quen, J_1^2 . Верхняя подсвита определяется по множеству пелеципод (*Nucula palmae* Quen, J_1^2 и др.) и аммонитов (*Amaltheus margaritatus* Montf. J_1^2 и др.) (Ольховский, Тиболов, 1998).

Выходы пород мизурской свиты в Дигорском ущелье сложены чередованием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

Песчаники серые, серо-коричневые, мелко-тонкозернистые, плотносцементированные. Представляют собой массивные пакеты, мощностью от 2-4 м до 1,5 м (рис.6).



Рисунок 6 Фотография песчаников мизурской свиты. Т.н. к5.

В основном, породы представлены однородной толщей псаммитов в центральной части разреза. А в нижней и верхней части разреза мощность песчаных блоков сравнительно меньше, чем в центральной. Плиты песчаников разделяются тонкими прослоями алевролитов и иногда глинистых сланцев (*рис. 7*), представляющих собой тонкие темно-серые пластинки с неровными поверхностями скола и комковатой отдельностью, по плоскостям слоистости которых порой прослеживается серицитизация.



Рисунок 7 Фотография отложений мизурской свиты (переслаивание плитчатых песчаников и алевролитов) Т.н к8.

Общая мощность изучаемых нами выходов пород мизурской свиты в Дигорском ущелье составляет 350 метров.

Алевро-песчаные породы мизурской свиты стратиграфически согласно перекрываются глинистыми сланцами вышележащей галиатской свиты (J_{1gt}). Переход от пород мизурской свиты к галиатской – плавный и маркируется пачкой алевролитов, которая выше по разрезу переходит к глинистым сланцам галиатской свиты.

5.3 Галиатская свита (J_{1gl})

Юрская система

Нижний отдел

Тоарский ярус

Галиатская свита (J_{1gl})

Основную часть пород галиатской свиты составляют глинистые сланцы. В меньшей степени присутствуют алевролиты и песчаники. А также достаточно редко встречаются глинистые и мергелистые известняки и конкреции сферосидеритов.

Вышележащие толщи в пределах Дигоро-Осетинской структурно-тектонической зоны залегают стратиграфически согласно и представлены глинистыми сланцами с

прослоями песчаников и алевролитов ксурской (*J_{1kst}*), зинцарской (*J_{1-2zn}*) свит и свиты бейно (*J_{2bn}*).

Отложения нижней и средней юры завершаются армхинской свитой, которая всюду залегает с тектоническим или стратиграфическим несогласием на более древних породах.

5.4 Армхинская свита (*J_{2am}*)

Юрская система

Средний отдел

Келловейский ярус

Армхинская свита (*J_{2am}*)

Армхинская свита простирается в виде узкой прерывистой полосы вдоль Северного склона Скалистого хребта.

В западной части горной Осетии образования армхинской свиты залегают на породах кристаллического фундамента, представленного верхнепротерозойскими ультраметаморфическими образованиями и прорывающими их среднепалеозойскими гранитоидами. В бассейне р. Урух и к востоку от нее породы армхинской свиты несогласно залегают на сланцах средней юры.

Между кристаллическим основанием и породами армхинской свиты изредка можно встретить линзы и блоки песчаников мизурской свиты (*Ольховский, Тибилов, 1998*).

Основание армхинской свиты составляет органогенно-обломочный известняк с шамозитовыми оолитами или бобовыми рудами, мощностью 4-6 м. Далее, вверх по разрезу, переслаивание ожелезненных песчаников с глиной. Песчаник представляет собой хорошо сцементированные блоки. Глина серая, слабо песчанистая, содержит прослои мергельных песчаников и ожелезненных известняков. Верхняя часть разреза представлена конгломератом, сложенным галькой ожелезненных известняков и песчаников мощностью 0,8 метра.

К востоку от бассейна р. Урух отложения свиты характеризуются увеличением мощности и уменьшением известковистости. В западной части Горной Осетии мощность свиты составляет около 20 м, а к востоку увеличивается и в долинах рек Гизельдона и Генальдона мощность свиты уже составляет 40-42 м. Здесь преимущественно наблюдается переслаивание ожелезненных известняков, известковистых песчаников, сланцев, бурых глин, конгломератов и серых мергелей. Еще восточнее мощность свиты увеличивается и принимает максимальные значения в долине р. Армхи- 131,5 м.

Свита охарактеризована фауной нижнего и среднего келловоя.

Породы Армхинской свиты по своему простираению в субширотном направлении практически не меняются. Флишеидные отложения свиты в Дигорском ущелье (Западная часть) представлены чередованием песчаников, глин и алевролитов (рис. 8).



Рисунок 8 Фотография отложений армхинской свиты в Дигорском ущелье (переслаивание плитчатых песчаников, алевролитов и глин) Т.н к2.

Песчаники темно-бурые, желтоватые, тонкозернистые, плитчатые, прослеживается параллельная и косая слоистость. Мощность плиток колеблется от 2 до 10 см.

Алевролиты светло-коричневые, трещиноватые, ожелезнены по плоскостям напластования. Глины темно-серые, плотные, полосчатые: прослеживается чередование темных и более светлых слоев.

Алевролиты значительно преобладают над песчаниками. Прослеживается небольшое количество сидеритовых конкреций, объем которых увеличивается в Кармадонском ущелье. Также, в Кармадонском ущелье возрастает зернистость отложений.

Мощность изучаемых выходов пород армхинской свиты в Дигорском ущелье составляет 21 м.

Выходы пород армхинской свиты в Кармадонском ущелье сложены чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов (рис. 9).



Рисунок 9 Фотография отложений армхинской свиты в Кармадонском ущелье (переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов). Т.н к10.

Песчаники от охристого до коричнево-ржавого цвета, тонкозернистые, плотносцементированные, плитчатые. Мощность плиток колеблется от 2 до 20 см.

Аргиллиты темно-серые почти черные, с тонкой мелкой листоватой отдельностью, легко ломаются. Обогащены большим количеством сидеритовых конкреций (рис. 10).



Рисунок 10 Фотография выходов пород армхинской свиты в Кармадонском ущелье. Желтыми стрелками показаны сидеритовые конкреции (Sid). Т.н к10.

Мощность изучаемых выходов пород армхинской свиты в Кармадонском ущелье составляет 41 м.

Породы армхинской свиты перекрываются с размывом в основании битуминозными доломитами и известняками иронской свиты ($J_{2-3} \text{ } i_{rn}$).

6 ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Структура складчато-покровного горного сооружения Большого Кавказа сложилась в итоге проявления двух основных этапов тектогенеза – палеозойского (каледоно-герцинского) и мезозойско-кайнозойского (киммерийско-альпийского). Первому этапу соответствует кристаллический комплекс, выступающий в Главном хребте Центрального Кавказа, на втором этапе были сформированы облекающие это ядро осадочные комплексы мезозоя и кайнозоя. В рамках последнего этапа различают два подэтапа – доорогенный, охватывающий юру, мел и ранний палеоген, и орогенный - олигоцен-четвертичный (*Хаин, 2009*).

На палеозойском этапе, с ордовика по пермь, Кавказский регион принадлежал к области Палеотетиса, и здесь существовали бассейны с океанской корой, реликты которой сохранились в виде офиолитов. Эти бассейны разделялись микроконтинентами, на которых за счет субдукции развивались вулканические дуги. В середине раннего карбона началась коллизия микроконтинентов и последующее их примыкание к краю Восточно-Европейского древнего континента. К середине ранней перми уже существовал консолидированный фундамент Большого Кавказа и преобразованный фундамент будущего Закавказского микроконтинента.

К этому времени раскрылись два бассейна: один из ветвей Мезотетиса –Центрально-Малокавказский и Сванетский бассейны. В Сванетском бассейне шло накопление дизской серии, отложения которой соответствуют континентальному склону и подножию. По существу это аккреционный комплекс, наиболее древний в постгерцинской структуре Большого Кавказа, в которую он был вовлечен в результате последующих событий (*Хаин, 2007*).

В результате выше отмеченных событий был сформирован доюрский кристаллический фундамент Большого Кавказа (*Ольховский, Тибилов, 1998*).

Далее следует второй этап тектогенеза- мезозойско-кайнозойский.

К позднекиммерийско-альпийскому этапу развития Кавказского региона остается только Центрально-Малокавказский океанский бассейн (*Хаин, 2007*).

Раннемезозойский этап начинается, по-видимому, с подъема мантийного диапира, приведшего к установлению условий растяжения и, как следствие, к активизации вулканизма начальных стадий рифтогенеза (*Ольховский, Тибилов, 1998*). К началу юры (геттанг-синемюр), между ограничивавшим его с севера Закавказским массивом и южным краем Евразийской литосферной плиты, представленным Скифской молодой (эпигерцинской) платформой, возник рифтогенный бассейн Большого Кавказа. Раскрытие рифта и преобразование его в океанический бассейн сопровождалось интенсивным базальтоидным магматизмом

(Фиагдонский вулканоплутонический комплекс). Этот ассиметричный рифт представлял собой окраинное море Тетис. Юрское море Большого Кавказа подстилалось утоненной и сильно переработанной континентальной корой. В этом бассейне началось накопление мощной толщи терригенных, песчано-глинистых отложений. Снос обломочного материала происходил с севера Восточно-Европейской платформы.

На рубеже аалена и байоса было прервано погружение Большекавказского бассейна, т.к. произошло первое крупное сжатие. Также началась субдукция океанской коры Центрально-Малокавказского бассейна под Закавказский микроконтинент. В результате чего произошло пододвигание Закавказского микроконтинента, а вместе с ним и коры центральной части Большекавказского бассейна под южный край Евразийской плиты- Скифскую платформу, простирающуюся до современного Главного хребта Большого Кавказа включительно. Все это положило начало созданию здесь аккреционной призмы. Следствием этих событий стала деформация лейас-ааленских отложений (*Хаин, 2007*).

В конце ранней юры в краевой части Скифского континента происходит андезитово-дацитовый вулканизм, спровоцированный погружающейся океанической плитой до глубин больше 150 км. Известково-щелочной вулканизм продолжался почти всю среднюю часть ранней юры (садонская свита, см. ниже). Вулканическая деятельность начала затухать в начале домера (верхний подъярус плинсбахского яруса нижней юры). Это привело к охлаждению южного края Скифской плиты и, как следствие, к расширению морской трансгрессии, захватывающей более внутренние зоны континента.

К концу ранней юры в бассейне устанавливается сравнительно устойчивый режим эпиконтинентального моря, в котором накапливаются терригенные толщи мизурской, галиатской и стратиграфически вышележащих свит.

В расположенном южнее и сокращающемся океаническом бассейне базальтоидный вулканизм прекратился с установлением условий сжатия. Здесь в средне- и позднелейасовой эпохах накапливаются осадочные толщи глинистых сланцев (*Ольховский, Тибилов, 1998*).

Погружение Большекавказского бассейна частично продолжалось и в байосе. Характер осадконакопления остался тем же. Гумидный климат создал условия для формирования ниже-среднеюрского темносланцевого комплекса, который завершается терригенной толщей байос-батских отложений и предкелловейскими деформациями.

В конце байоса происходит столкновение Закавказского террейна с южным краем Скифской плиты (*Хаин, 2007*).

В результате не прекращавшейся субдукции в конце байоса с южным краем Скифской плиты сталкивается Южная (Закавказская) микроплита - террейн. Осуществляется закрытие в этой части океанического бассейна и формирование Малокавказской микроплиты.

По-видимому, в этот период происходит активизация среднеюрского магматизма с внедрением по многочисленным зонам разломов массивов, штоков и даек субинтрузивной и интрузивной фаций габбро-диотрит-гранодиоритовой формации. С последней предполагается генетическая связь свинцово-цинкового оруденения Горной Осетии.

В эту орогеническую фазу происходит формирование горной системы в зоне Центрального Кавказа, связанное с активацией к поднятию главного Транскавказского поперечного поднятия. На юге закрывшийся океанический бассейн был преобразован в узкую офиолитовую шовную зону, выполненную меланжем тектонизированных океанических пород.

На примкнувшей с юга микроплите в этот период сохраняется морской режим, в котором продолжается накопление терригенных отложений.

В конце байосского века происходит поднятие южного края Скифской плиты за счет поддвигания под нее Малокавказской плиты. Как следствие, на краю Скифской плиты устанавливается континентальный режим (*Ольховский, Тибиков, 1998*).

Однако, осадконакопление южнее края Скифской плиты не прерывалось и на баткелловейском рубеже, но тип отложений изменился – преобладание перешло в основном к карбонатному флишу.

В келловейское время климат становится аридным. Происходит отложение карбонатов и эвапоритов (*Хаин, 2007*).

Начало поздней юры на континенте характеризуется морской трансгрессией. В установившемся эпиконтинентальном морском режиме начинается накопление мелководных карбонатных отложений (*Ольховский, Тибиков, 1998*).

В оксфорде в полосе центрально-кавказских поднятий началось развитие барьерного рифа, образование которого привело к отделению засоленной лагуны от основного Большекавказского бассейна. С южной стороны бассейна такой же риф надстроил протягивающуюся вдоль южного борта бассейна вулканическую дугу (*Хаин, 2007*).

В позднелюрское время происходит образование барьерных рифов. На протяжении поздней юры и всего мела бассейн испытывает трансгрессию.

Только в конце поздне меловой эпохи начинается крупная морская регрессия.

В конце эоцена произошла коллизия Закавказской микроплиты с южным краем Евразийской плиты и соответственно закрытие Большекавказского окраинно-морского бассейна.

С этого момента начинается орогенный этап в истории Кавказского региона.

В конце миоцена, на границе среднего и позднего сармата происходит столкновение Аджаро-Триалетской дуги Малого Кавказа с Аравийской континентальной плитой, что приводит к общему воздыманию Большого Кавказа, на фоне которого выделяется более интенсивное поднятие Транскавказского поперечного поднятия.

В начале четвертичного периода активизируется продвижение Аравийской плиты в глубь Евразийского континента (*Ольховский, Тибилов, 1998*). И происходит формирование современного рельефа Кавказского горного сооружения.

7 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для работы послужили 18 шлифов из образцов песчаников и алевролитов мизурской и армхинской свит Дигорского и Кармадонского ущелья (рис. 11).

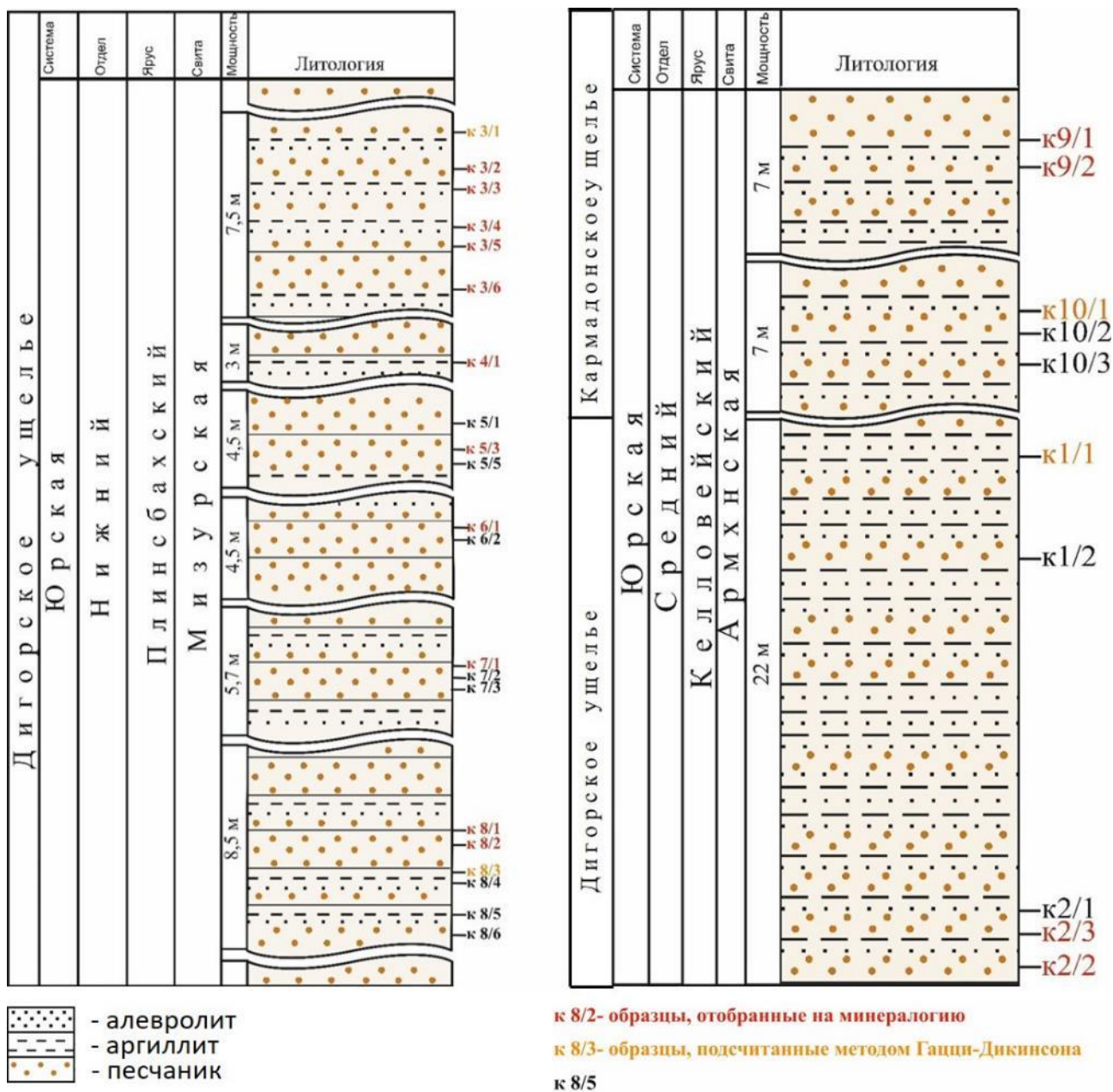


Рисунок 11 Литологическая колонка мизурской и армхинской свит. Цветом выделены образцы, шлифы которых были основным материалом исследования данной работы.

Петрографическое описание данных пород и подсчет зерен проводились при помощи оптического микроскопа Olympus BX-53.

Количественный минералогический анализ шлифов проводился на микроскопе МБС-10.

7.1 Петрографическое описание шлифов

В петрографическом описании шлифов использовались следующие классификации:

1) Классификация обломочных пород, основанная на величине составляющих обломков (табл.1):

Таблица 1

Классификация обломочных частиц (Рухин, 1969)

Глыбы	Валуны, кани	Галька, щебень	Гравий, дресва	Песок	Алеврит	Глина
>1000	1000-200	200-10	10-2	2мм- 0,05 мм	0,05мм - 0,005 мм	<0,005 мм.

2) Структурная классификация для псаммитов и алевритов (табл.2).

Таблица 2

Фрагмент из структурной классификации обломочных частиц (Рухин, 1969).

Псаммиты	Алевриты	Пелиты
<ul style="list-style-type: none"> • Грубые (2-1мм) • Крупные (1-0,5мм) • Средние (0,5-0,25мм) • Мелкие (0,1-0,05мм) • Тонкие (0,1-0,05мм) 	<ul style="list-style-type: none"> • Крупные (0,05-0,005мм) • Тонкие (0,01-0,00 мм) 	<ul style="list-style-type: none"> • Грубые (0,005-0,001мм) • Тонкие (<0,001мм)

3) Классификация для определения окатанности обломков пород (рис. 12).

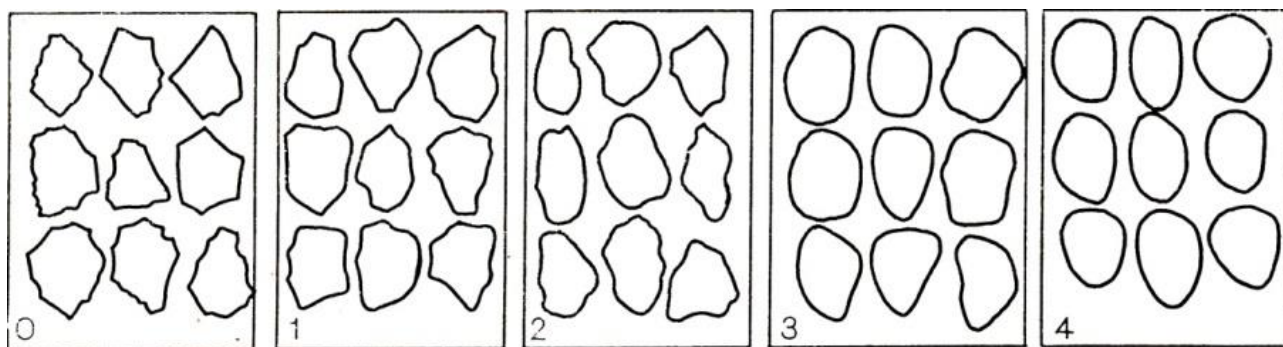


Рисунок 12 Шкала для определения окатанности обломков. 0-плохая окатанность, 1-средняя плохая окатанность, 2- средняя окатанность, 3-средняя хорошая окатанность, 4-хорошая окатанность (Рухин, 1961).

4) Характеристика цемента определялась по нескольким категориям классификаций Шванова:

– Классификации по типам цемента: по количеству (I) и распределению в породе и равномерности заполнения межзернового пространства (II) (рис. 13).

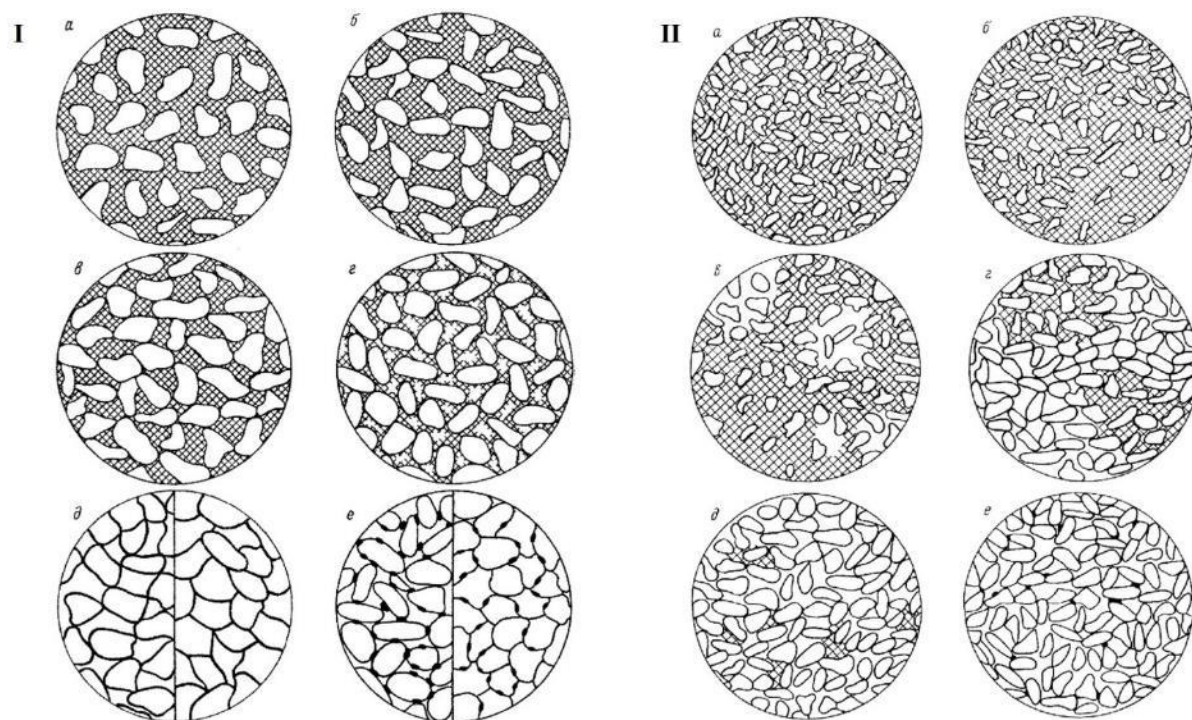


Рисунок 13 Классификации по типам цемента. I - Типы цементов по их количеству и распределению в породе (Шванов, 1987) а– базальный;б- открытый поровый; в- закрытый поровый; г-неполный поровый; д- контурный; е- прерывистый контурный. II- Типы цементов по равномерности заполнения межзернового пространства (Шванов, 1987) а -сплошной равномерный; б- сплошной неравномерный; в-преобладающий несплошной; г-пятнистый; д- островной; е-точечный.

– Классификация по взаимоотношению цемента с обломочными зёрнами (рис. 14).

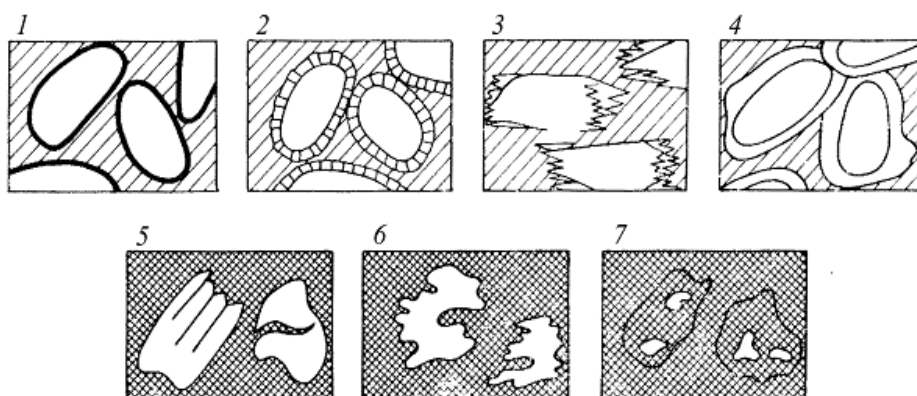


Рисунок 14 Типы цемента по отношению с обломочными зёрнами (Шванов, 1987). 1- пленочный цемент; 2-крустификационный; 3-неравномерного нарастания; 4- регенерационный; 5-проникновения; 6-коррозионный; 7-замещения.

7.2 Метод Гацци-Дикинсона (point-counting)

Для исследуемых пород помимо петрографического описания было проведено статистическое исследование методом точечного анализа содержания породообразующих обломков пород. Метод Гацци-Дикинсона, также часто называемый point-counting или point-counter analysis, или точечный анализ, разработан для определения тектонических обстановок терригенных пород (*Dickinson, 1985*).

Методика исследования заключается в выделении трех компонентов породы: зерна кварца, полевых шпатов и обломков пород. Пропорции ключевых категорий зерен отображаются на треугольной диаграмме.

Существует два типа диаграмм:

1. QFL-диаграмма, для которой вершинами являются:

- Q – общее количество кварцевых зерен, включая поликристаллические «фрагменты жизни» - такие как кремний.
- F - зерна монокристаллического полевого шпата.
- L – обломки пород. Могут быть три типа: обломки вулканических пород, обломки метаморфических и осадочных пород (*рис. 20*).

2. QmFLt- диаграмма:

- Qm- зерна кварца, которые являются исключительно монокристаллическими.
- F- зерна монокристаллического полевого шпата.
- Lt- обломки пород, в том числе кварцевые разновидности (*R. Dickinson, L. Sue Beard, 1983*).

Для получения данных о количественном соотношении обломков породы производят последовательное перемещение шлифа по предметному столику микроскопа. Для этого используется препаратоводитель и линейка, с помощью которой выбирается шаг перемещения шлифа. Таким образом, зерно подлежит случайной выборке. Для одного шлифа определяется около 300 "точек", на которые попадет центр поля зрения. После этого производится группировка подсчитанных зерен на заданные категории.

Гацци и Дикинсон выделили шесть типов источника сноса:

1. Стабильные кратоны (древние платформы) — сложены преимущественно кварцевым составом.
2. Переходная (смежная) зона — полевошпат-кварцевый состав.
3. Выходы кристаллического фундамента — полевошпатовый состав.

4. Расчленённые островные дуги— полевошпатово-литический состав.
5. Нерасчленённые (активные) островные дуги— литический состав.
6. Рециклированные орогены— литически-кварцевый состав.

Состав рециклированных орогенов и складчато-надвиговых комплексов зависит от того, породами какого происхождения был сложен сам источник сноса.

7.3 Минералогический анализ протолочных проб

Данный анализ позволяет определить минеральный состав и количественное соотношение выделенных минералов. Помимо изучения при петрографическом анализе породообразующих минералов, слагающих основную часть пород, важно определить состав аксессуарных минералов. Коренные породы подвергаясь процессам денудации, переноса и отложения, входят в состав терригенных пород. Исследование минералогического состава песчаников и алевролитов может помочь сложить представление об источниках сноса данных пород.

Для решения минералогических задач были отобраны 4 протолочные пробы из мизурской и армхинской свит.

Для статистического подсчета использовался метод точечного подсчета зерен (способ подсчета зерен в дорожке). Суть этого способа количественного анализа заключается в подсчете 300-500 зерен каждой фракции. После чего производится пересчет процентного содержания на весь шлик с учетом весовой доли каждой фракции (*Ильинский, 1991*).

8 РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

8. 1 Петрографическое исследование

По результатам петрографического исследования (приложение) породы мизурской свиты представлены преимущественно тонкозернистыми литическими (вулканомиктовыми) аренитами с карбонатно-глинистым цементом (*рис 15*). Вверх по разрезу наблюдается уменьшение зернистости пород, тонкозернистые арениты сменяются алевролитами. Также, наблюдается увеличение обломков метаморфических пород (*рис 16*).

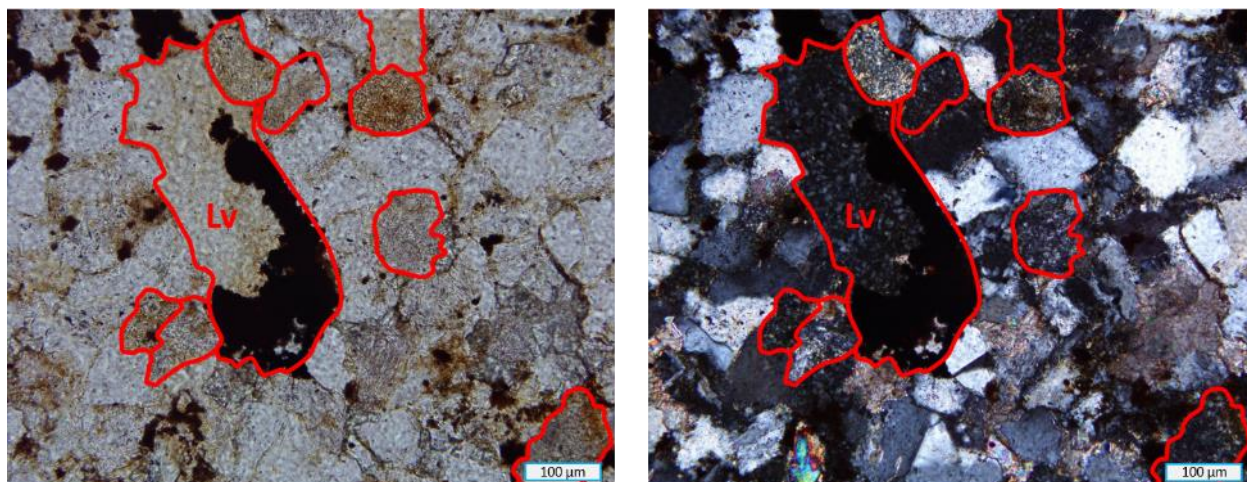


Рисунок 15 Фотография шлифа № к8/2 (слева- с анализатором, справа- без анализатора). Lv- обломки вулканических пород (выделены красным цветом).

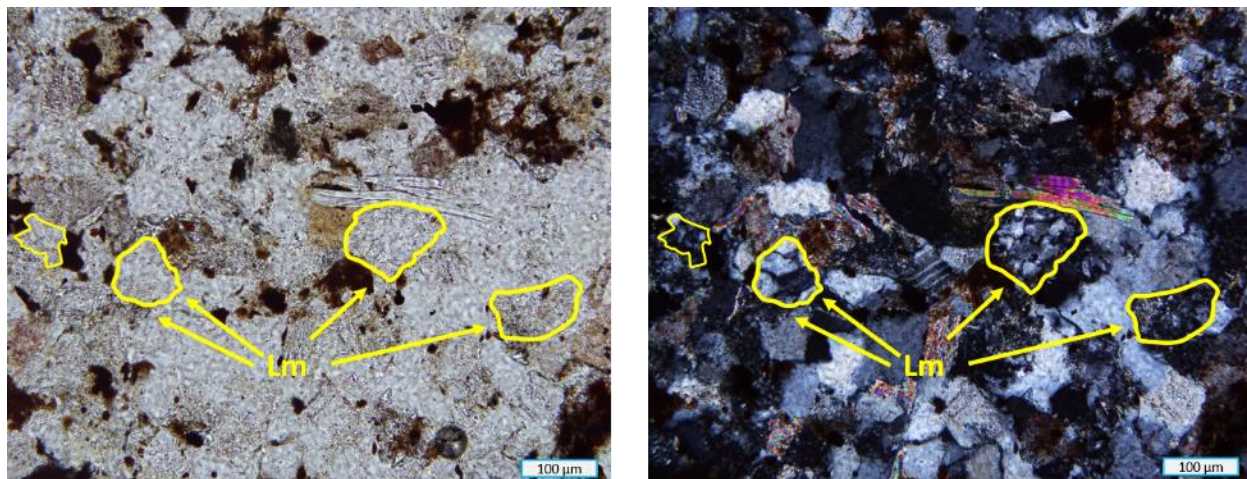


Рисунок 16 Фотография шлифа № к3/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора). Lm- обломки метаморфических пород (выделены желтым цветом).

Породы армхинской свиты в Дигорском ущелье характеризуются преобладанием алевролитов (*рис. 17*). В обломках пород существенную роль играет вулканическая составляющая (*рис. 18*), однако наблюдаются и обломки карбонатных пород.

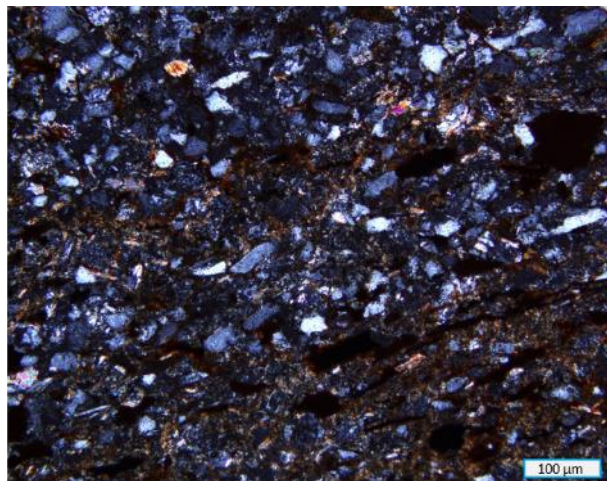
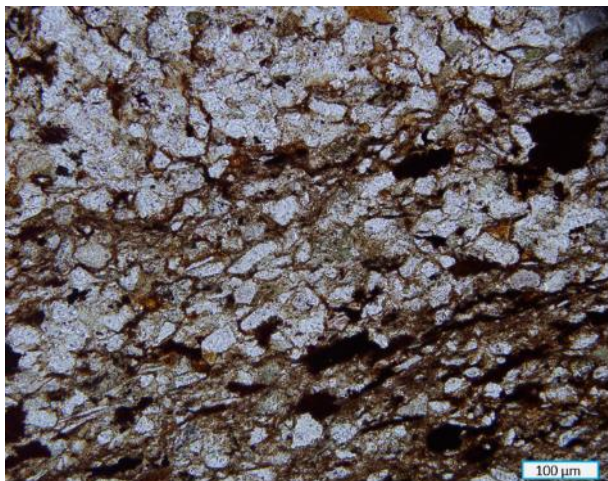


Рисунок 17 Фотография шлифа № к2/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора). Алевролит.

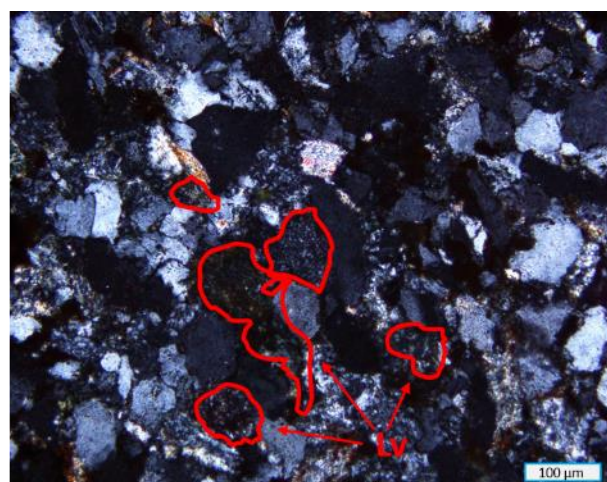
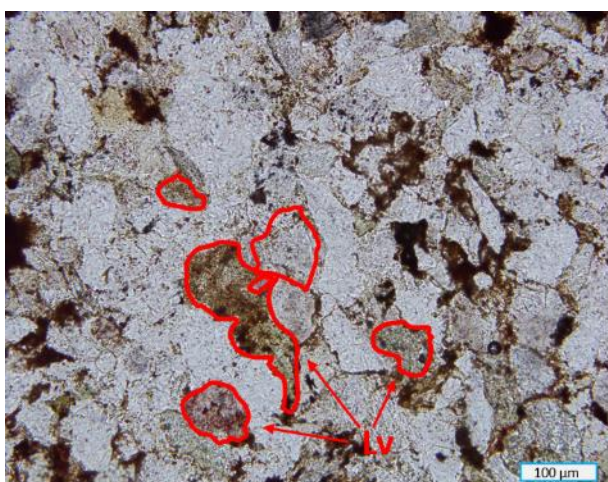


Рисунок 18 Фотография шлифа к1/1(слева- с анализатором, справа- без анализатора). Lv- обломки вулканических пород (выделены красным цветом).

Породы армхинской свиты в Кармадонском ущелье характеризуются увеличением зернистости и представлены, в основном, тонкозернистыми литическими (вулканомиктовыми) аренидами с карбонатным цементом (рис. 19).

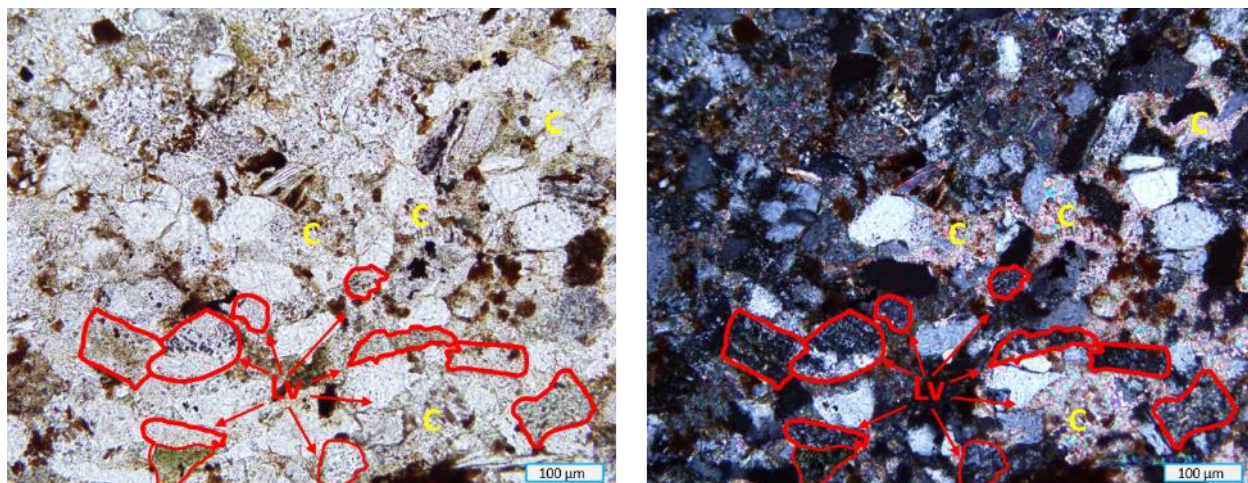


Рисунок 19 Фотграфия шлифа № к10/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора). Lv- обломки вулканических пород (выделены красным цветом), с- обломки карбонатных пород.

По данным петрографического исследования породы мизурской и армхинской свит не имеют существенных различий. Отложения обеих толщ характеризуются средней плохой окатанностью обломков и средней сортировкой. В обломках пород обеих свит преобладают зерна вулканических пород.

8. 2 Исследования Методом Гаузи-Дикинсона (point-counting)

Мизурская свита.

Распределение точек образцов мизурской свиты по полученным результатам попадает в область рециклированных орогенов (рис.20). Таблица 3 иллюстрирует, что среди обломков пород преобладают вулканические обломки.

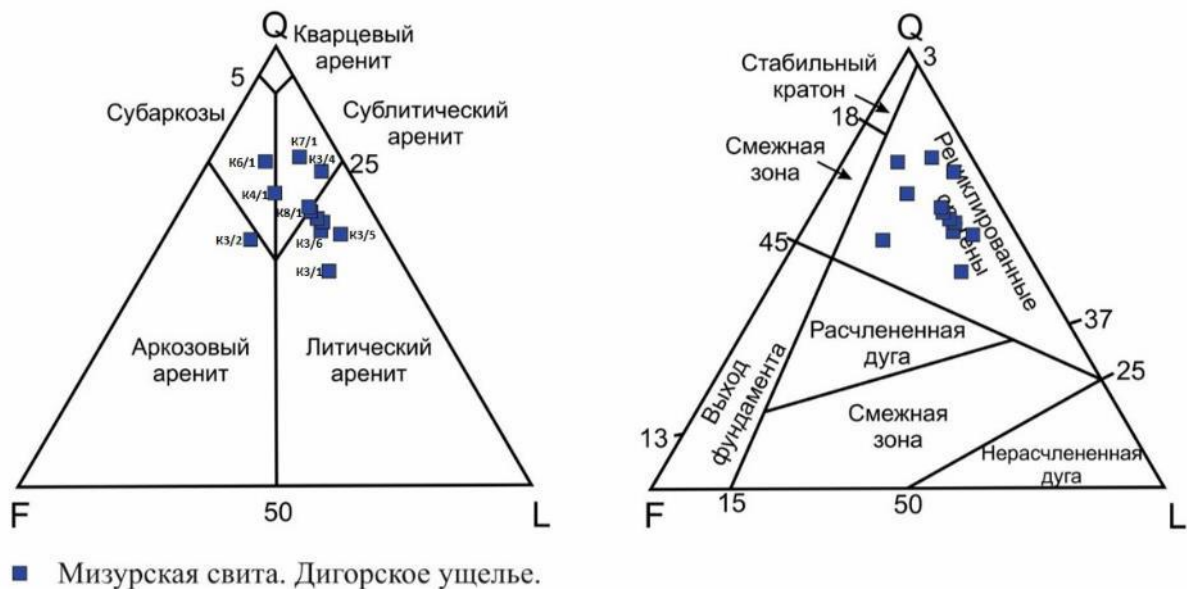


Рисунок 20 Диаграмма Гацци-Дикинсона (Dickinson, 1985). Q-зерна кварца, F-зерна полевых шпатов, L- обломки пород. Синими квадратами показано распределение точек для образцов мизурской свиты.

Таблица 3

Результаты подсчета зерен методом point-counting для пород мизурской свиты

№ обр.	Q	F	Lv	Lm	Ls
■ Мизурская свита. Дигорское ущелье.					
к3/1	142	45	83	21	0
к3/2	164	79	34	12	3
к3/3	182	36	45	20	6
к3/4	209	15	23	38	5
к3/5	169	24	43	29	28
к3/6	164	33	60	14	8
к4/1	193	47	30	0	16
к5/3	184	36	25	35	15
к6/1	223	45	12	16	4
к7/1	220	24	35	10	5
к8/1	182	35	37	15	31
к8/2	179	34	39	29	19

Q-зерна кварца, F- зерна полевых шпатов, Lv- обломки вулканических пород, Lm-обломки метаморфических пород, Ls-обломки осадочных пород.

Армхинская свита.

Распределение точек образцов армхинской свиты по полученным результатам также попадает в область рециклированных орогенов (рис.21).

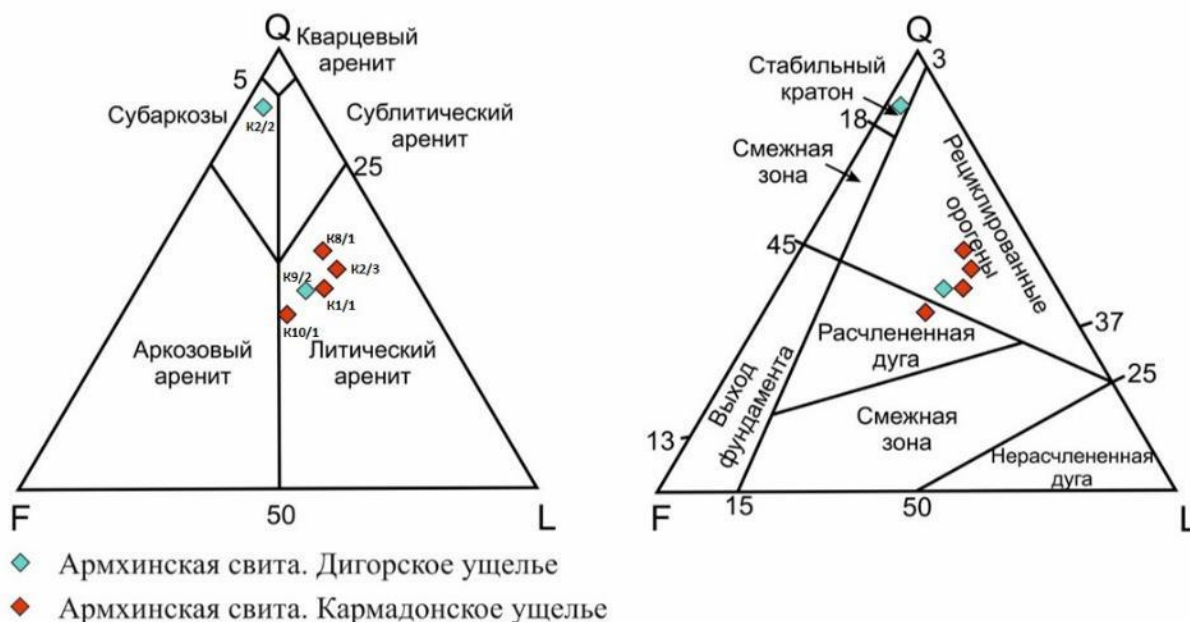


Рисунок 21 Диаграмма Гацци-Дикинсона (Dickinson, 1985), Q-зерна кварца, F-зерна полевых шпатов, L- обломки пород. Зелеными ромбами показано распределение точек для образцов армхинской свиты в Дигорском ущелье, красными- в Кармадонском ущелье.

Таблица 4

Результаты подсчета зерен методом point-counting для пород армхинской свиты

№ обр.	Q	F	Lv	Lm	Ls
◆ Армхинская свита. Дигорское ущелье.					
к1/1	134	53	96	9	0
к2/2	258	26	3	2	6
к2/3	149	42	107	0	0
◆ Армхинская свита. Кармадонское ущелье.					
к9/1	164	40	59	27	10
к9/2	135	66	62	14	23
к10/1	115	80	75	10	7

Q-зерна кварца, F-зерна полевых шпатов, Lv-обломки вулканических пород, Lm-обломки метаморфических пород, Ls-обломки осадочных пород.

8.3 Минералогический анализ

В протолочных пробах отобранных из изучаемых свит рассматривались как тяжелая, так и легкая фракции. В отложениях обеих свит отсутствуют минералы магнитной фракции. Электромагнитная фракция в обоих случаях представлена преимущественно лимонитом и в меньшей степени гематитом. Наибольший интерес представляет немагнитная фракция.

Исследование протолок образцов из мизурской свиты показало следующее содержание немагнитной фракции: кварц, полевой шпат, кианит, рутил, циркон, ильменит,

ставролит, пироксен (рис. 22). Содержание данных минералов вверх по разрезу практически не варьирует.

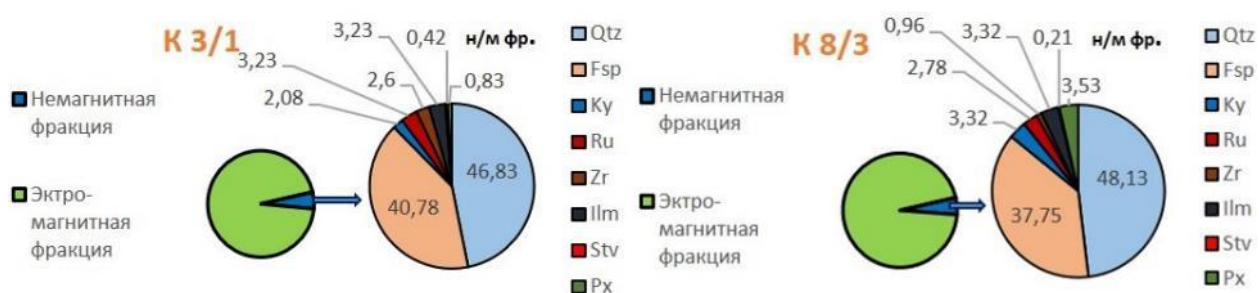


Рисунок 22 Диаграммы состава протоличных проб для пород мизурской свиты. Qtz-кварц, Fsp-полевои шпат, Ky- кианит, Ru-рутил, Zr-циркон, Ilm-ильменит, Stv-ставролит, Px-пироксен.

Исследование немагнитной фракции протоличек армхинской свиты показало различный минеральный состав для отложений Дигорского и Кармадонского ущелья (рис.23).



Рисунок 23 Диаграммы состава протоличных проб для пород армхинской свиты. Qtz-кварц, Fsp-полевои шпат, Tur-турмалин, Ru-рутил, Zr-циркон, Ilm-ильменит, Ap-апатит, Ky-кианит.

Для отложений армхинской свиты Дигорского ущелья также характерно значительное содержание метаморфических минералов. Немагнитная фракция представлена следующими минералами: кварц, полевои шпат, турмалин, рутил, циркон, ильменит, апатит, кианит.

Для пород Кармадонского ущелья: преобладает пирит, реже халькопирит и марказит.

9 ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ

Исходя из литературных данных обстановки накопления отложений мизурской свиты связаны с наступлением Большекавказского моря на сушу Скифской плиты, откуда происходил обильный снос кластического материала (Панов, Ломизе, 2007). Однако, по результатам исследования методом Гацци-Дикинсона точки не попадают в область стабильного кратона. Из таблицы 3 видно, что доля вулканогенного материала в составе обломков пород мизурской свиты значительная. Вероятно, это обусловлено тем, что в плинсбахское время в предкавказской части Скифской платформы существовала система рифтогенных грабенообразных прогибов, с которыми связаны проявления вулканической деятельности андезит-дацит-липаритового состава.

На рисунке 24 приведена палеогеографическая реконструкция Кавказского бассейна в синемюр-раннеплинсбахское время. Можно предположить, что источником сноса терригенных пород мизурской свиты был край Скифской платформы, на котором была проявлена локальная вулканическая деятельность (Тучкова, 2007).

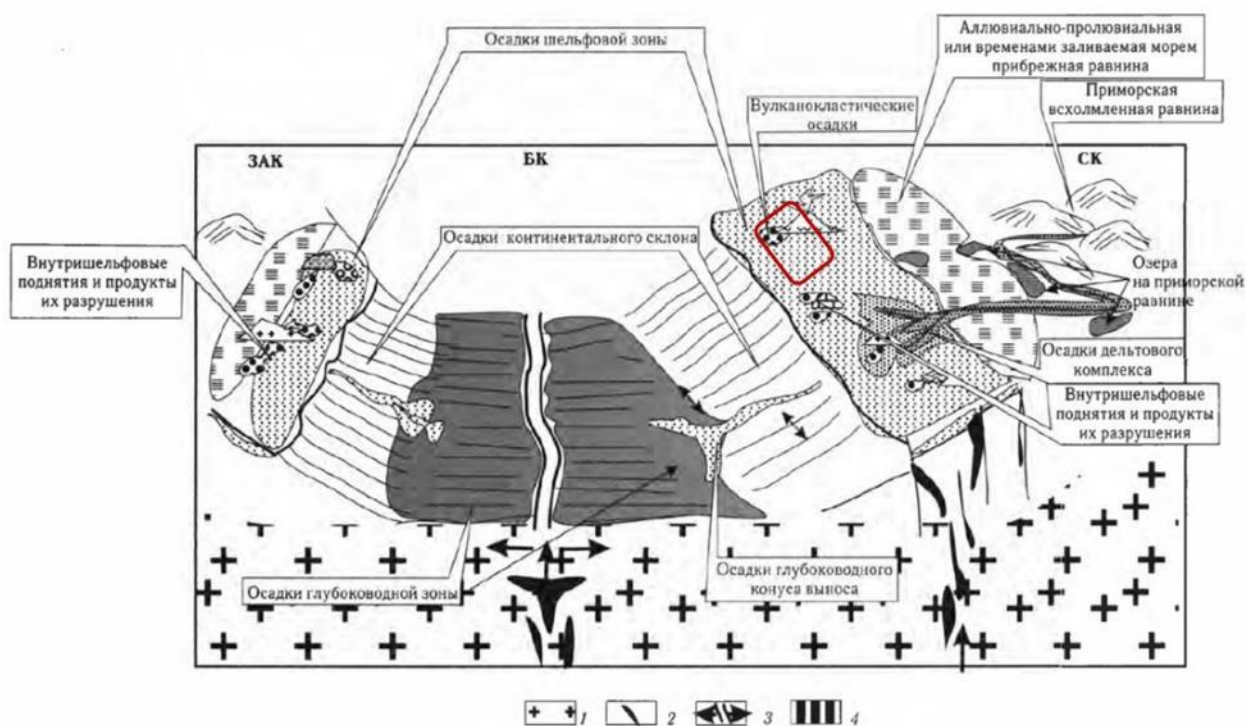


Рисунок 24 Схема палеогеографической реконструкции Кавказского бассейна в синемюр-раннеплинсбахское время с дополнениями автора (Тучкова, 2007). Красным цветом выделен предполагаем участок сноса терригенных пород мизурской свиты. ЗАК — Закавказский массив, БК — область Большого Кавказа, СК — Скифская платформа, П-ЗАК — Понтийско-Закавказский вулканический пояс 1 — континентальная кора; 2 — магматические тела; 3 — рифт; 4 — океаническая кора.

Ожидалось, что результаты, полученные при подсчете зерен в алевритовых породах будут сильно отличаются от полученных для прочих исследуемых более крупнозернистых пород, т.к. кварцевые зерна более устойчивы к разрушению и для более мелкозернистых пород – алевролитов, в общем характерно большая их доля.

Таблица 4 иллюстрирует, что отложения армхинской свиты Дигорского ущелья характеризуются большим содержанием вулканогенного материала и малым количеством обломков осадочных пород. В Кармадонском ущелье распределение обломков пород оказалось более равномерным.

Поздняя юра характеризуется сменой геодинамической обстановки, появлением активной окраины. Субдукция под край евразийского континента вызвала очередную серию проявлений вулканизма на краю скифской плиты (*Панов, Ломизе, 2007*), которые впоследствии, возможно, послужили источником сноса вулканогенного материала для отложений армхинской свиты.

Значительное содержание метаморфических минералов, таких как: турмалин, рутил, циркон, кианит свидетельствуют о размыве метаморфических пород. Можно предположить, что источником данных минералов были метаморфические породы фундамента Скифской платформы. Такие минералы как: циркон, ильменит, апатит характеризуют магматический источник сноса. А наличие значительного количества пирита и марказита в отложениях армхинской свиты в Кармадонском ущелье свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления.

Таким образом, для пород мизурской свиты состав терригенно-минералогической ассоциации свидетельствует о том, что источником сноса выступали раннеюрские вулканиты и участки фундамента Скифской платформы. На рисунках 25, 26 стрелками показано направление сноса терригенного материала.

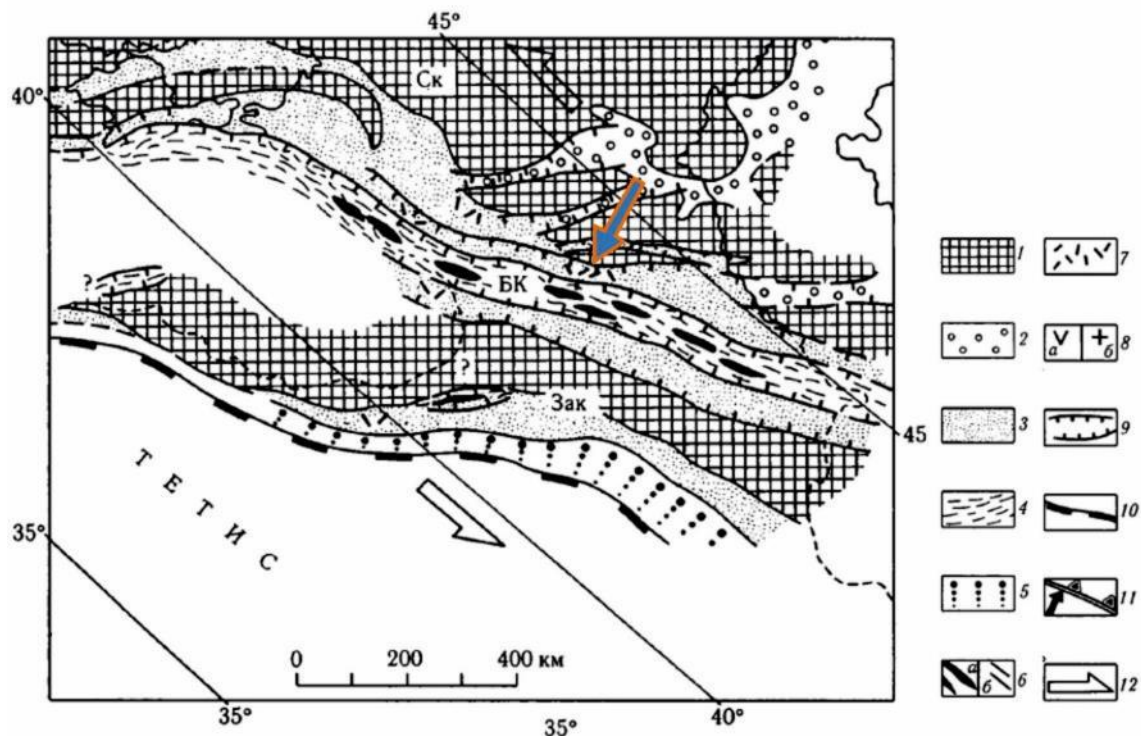


Рисунок 25 Палеотектонические реконструкции Крымско-Кавказской окраины Тетиса для ранней и средней юры с дополнениями автора (Ломизе, Панов, 2007): пассивная континентальная окраина в ранней юре — аалене. 1 — области поднятия и размыва; 2-5 — области накопления отложений: 2 — континентальных, 3 — мелководно-морских, 4 — относительно глубоководных, 5 — в фациях континентального склона; 6 — толеитовые базальтоиды (а), в том числе дайки (б); 7 — прочие вулканы, преимущественно известково-щелочные и субщелочные; 8 — вулканические (а) и интрузивные (б) образования Закавказского субдукционного магматического пояса; 9 — сбросы на бортах рифтогенных бассейнов; 10 — пассивная граница континент/океан; 11 — зона субдукции; 12 — вероятное направление напряжений. Ск — Скифская платформа, БК — бассейн Большого Кавказа, Зак — Закавказский массив. Стрелкой обозначено предполагаемое направление сноса терригенного материала.

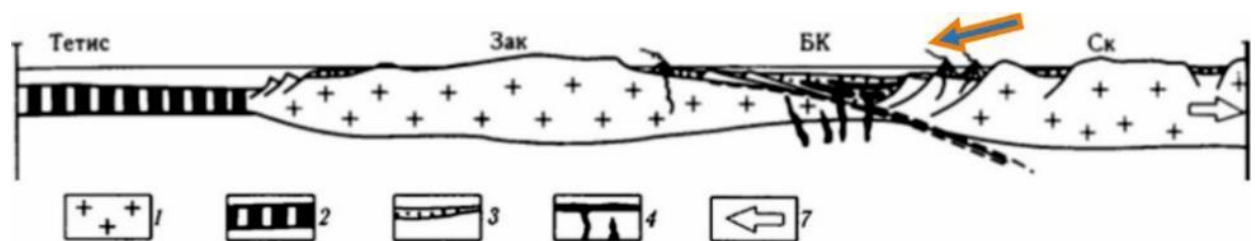


Рисунок 26 Схема эволюции Кавказской окраины Тетиса в ранней-средней юре (Ломизе, Панов, 2007): начальная фаза субдукции (конец аалена — начало байоса, 178-175 млн лет).

1 — континентальная кора Лавразии; 2 — океаническая кора Тетиса; 3 — осадочные бассейны континентальной окраины; 4 — базальтовый магматизм; 7 — направление

континентального дрефта. Буквенные обозначения: Зак— Закавказский массив; БК— область Большого Кавказа; Ск— Скифская платформа; П-Зак — Понтийско-Закавказский вулканический пояс. Стрелкой обозначено предполагаемое направление сноса терригенного материала.

Для пород армхинской свиты снос обломочного материала происходил также с края Скифской платформы (рис 27, 28), но в других геодинамических обстановках. В это время на краю Скифской платформы начался очередной этап вулканизма, который связан не с рифтовыми системами, а с установившимся режимом субдукции.

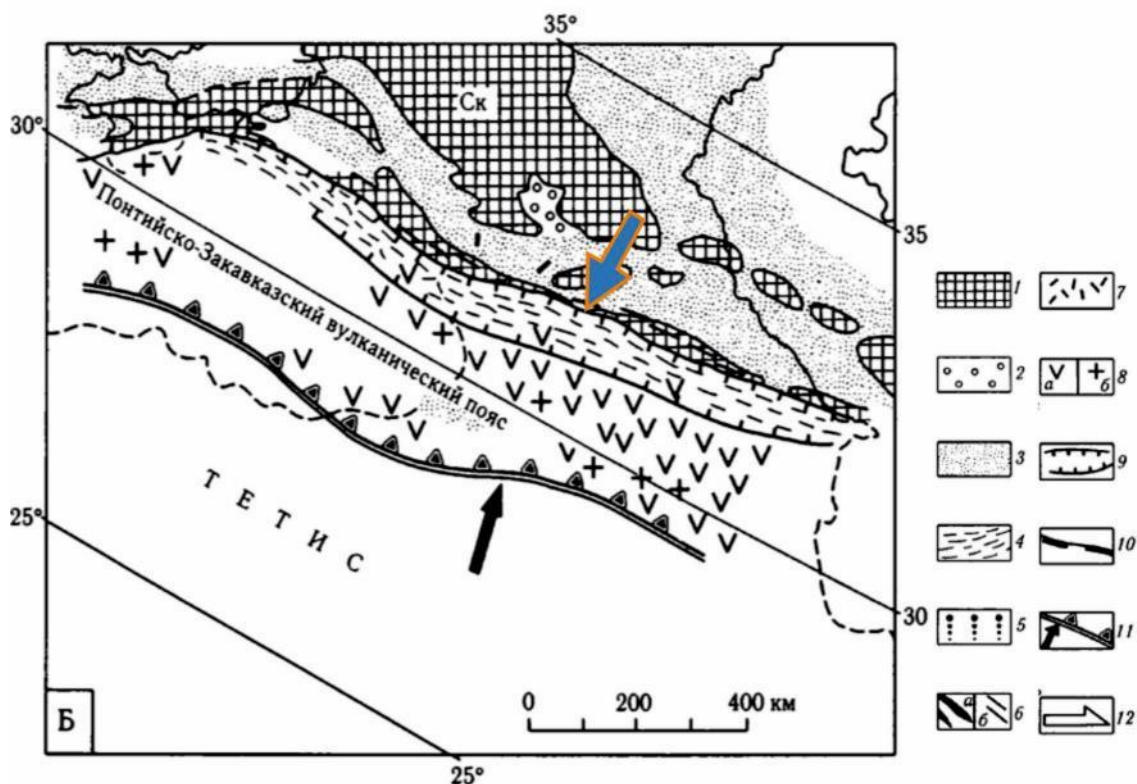


Рисунок 27 Палеотектонические реконструкции Крымско-Кавказской окраины Тетиса для поздней юры с дополнениями автора (Ломизе, Панов, 2007): активная континентальная окраина после установления режима субдукции 1 — области поднятия и размыва; 2-5 — области накопления отложений: 2 — континентальных, 3 — мелководно-морских, 4 — относительно глубоководных, 5 — в фациях континентального склона; 6 — толеитовые базальтоиды (а), в том числе дайки (б); 7 — прочие вулканы, преимущественно известково-щелочные и субщелочные; 8 — вулканические (а) и интрузивные (б) образования Закавказского субдукционного магматического пояса; 9 — сбросы на бортах рифтогенных бассейнов; 10 — пассивная граница континент/океан; 11 — зона субдукции; 12 — вероятное направление напряжений. Ск — Скифская платформа, БК — бассейн Большого Кавказа, Зак — Закавказский массив. Стрелкой обозначено предполагаемое направление сноса терригенного материала.

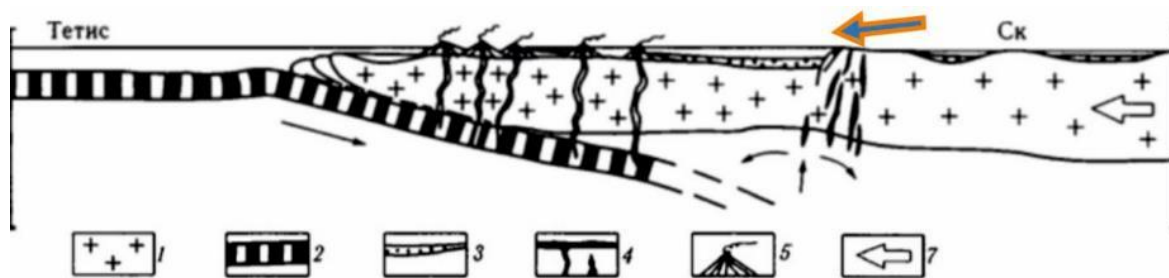


Рисунок 28 Схема эволюции Кавказской окраины Тетиса в поздней юре (Ломизе, Панов, 2007): активная континентальная окраина в байосе-бате после установления режима субдукции. / — континентальная кора Лавразии; 2 — океаническая кора Тетиса; 3 — осадочные бассейны континентальной окраины; 4 — базальтовый магматизм; 5 — сложные по составу вулканические серии; 7 — направление континентального дрейфа. Буквенные обозначения: Зак — Закавказский массив; БК — область Большого Кавказа; Ск — Скифская платформа; П-Зак — Понтийско-Закавказский вулканический пояс. Стрелкой обозначено предполагаемое направление сноса терригенного материала.

10 ВЫВОДЫ

По результатам петрографического исследования установлено, что среди отложений мизурской свиты преобладают тонкозернистые литические (вулканомиктовые) арениты с карбонатно-глинистым цементом. В породах армхинской свиты также преобладают вулканомиктовые арениты, однако, значительное количество исследованных образцов представлено алевrolитами с карбонатно-глинистым цементом.

На основе статистического исследования методом Гацци-Дикинсона источником сноса для отложений мизурской и армхинской свит выступал рециклированный ороген.

В немагнитной фракции преобладают минералы: рутил, циркон, ильменит, кианит. Присутствие рутила и кианита свидетельствует о том, что источником сноса были метаморфические породы, а циркона и ильменита- магматические породы.

На основе комплексных петрографических и минералогических исследований с привлечением данных по геологическому строению исследуемой территории можно предположить, что для терригенных пород мизурской свиты (плинсбахский ярус юрской системы) источником сноса выступали раннеюрские вулканы и участки фундамента Скифской платформы, а для пород армхинской свиты (келловейский ярус юрской системы) снос обломочного материала происходил также с края Скифской платформы, но в других геодинамических обстановках.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Губкина А.Н, Срабонян М.Х, Семкин В.А и др. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200 000. Серия Кавказская. Лист к-38-IX – Орджоникидзе. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1990, 126 с.
2. Ильинский Г.А. Диагностика шлиховых минералов. СПб: РИО ЛГУ, 1991, 99 с.
3. Короновский Н.В. Геология России и сопредельных территорий. М.: Академия, 2011, 240 с.
4. Лаврищев В.А., Шейков А.А., Андреев В.М., Семенов В.М. и др. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист к-37 (Сочи), к-38 (Махачкала), к-39 Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011, 431 с.+8вкл.
5. Ольховский Г.П, Тибилов С. М. Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии. Владикавказ. Отчет Северо-Осетинского ГГП: Севгеологоразведка, 1998, 491 с.
6. Письменный А.Н, Греков И.И. и др. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200 000. Серия Кавказская. Лист К-38-VIII. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2002.
7. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. СПб: Гостопттехиздат, 1961, 778.
8. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. СПб: Недра, 1969, 704 с.
9. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. В. Е. М: Недра, 1984, 344 с.
10. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). СПб: Недра, 1987, 270 с.
11. Демина Л.И., Копп М.Л., Короновский Н.В., Леонов Ю.Г., Ломизе М.Г., Панов Д.И., Сомин М.Л., Тучкова М.И. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М: ГЕОС, 2007, 368с.
12. Dickinson, W.R. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites: NATO ASI Series, C 148, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1985, p 333–363.
13. Хаин В. Е.: «Мезозойско-кайнозойские аккреционные комплексы Большого Кавказа // Доклады Академии наук. М.: Наука, 2007, том 413, №5, с 661-665.
14. Хаин В. Е. О роли транскавказского поперечного поднятия в доорогенном альпийском развитии Большого Кавказа // Доклады Академии наук. М.: Наука, 2009, том 426, №1, с 81-83.

15. William R. Dickinson, L. Sue Beard, G. Robert C. Ferguson, Kerry F. Inmman, Rex A. Knepp, F. Alan Lindberg, Paul T. Ryberg. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic. // Geological Society of America Bulletin, 1983, v. 94, p. 222-235.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Описания шлифов

Армхинская свита. Дигорское ущелье.

Шлиф № к 1/1 (рис.29)

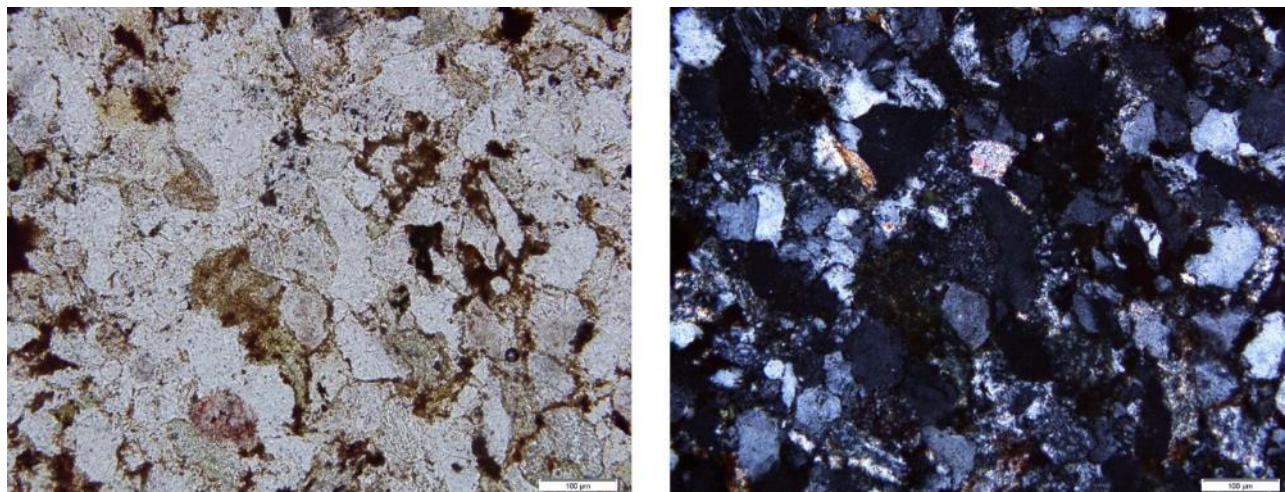


Рисунок 29 Фотография шлифа № к 1/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый литический (вулканомиктовый) аренит с биотитом и глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими и метаморфическими).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 10 μm (0,01мм), максимальный- 150 μm , (0,15 мм), средний- 70 μm , (0,07мм). Зерна полуокатанные и слабоокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 45 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Средний размер зерен- 60 μm (0,06мм). В основном, зерна окатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 18 %.

Обломки вулканических пород представлены преимущественно вулканическим стеклом. Хорошо окатаны. Часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 90 μm (0,09 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 32 %.

Обломки метаморфических пород представлены единичными зернами микрокварцитов. Средний размер составляет 80 μm (0,08 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 3%.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками биотита. Биотит имеет пластинчатую форму. Наблюдается в виде удлиненных чешуек, которые иногда имеют изогнутые формы под давлением более твердых породообразующих обломков (кварца и ПШ). Содержание от обломочной части составляет 2 %.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 88% и 12 % соответственно.

Цемент глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный.

По степени кристалличности: мелкокристаллический - размер кристаллов цемента меньше зерен обломочной части, частично микрокристаллический- размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (замещения).

Шлиф № к2/2 (рис.30)

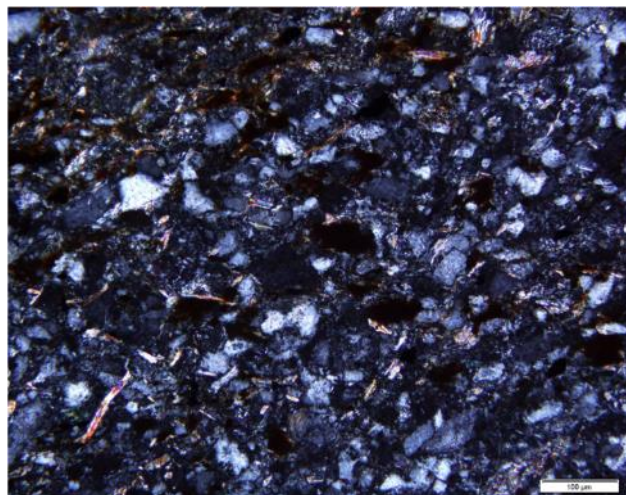
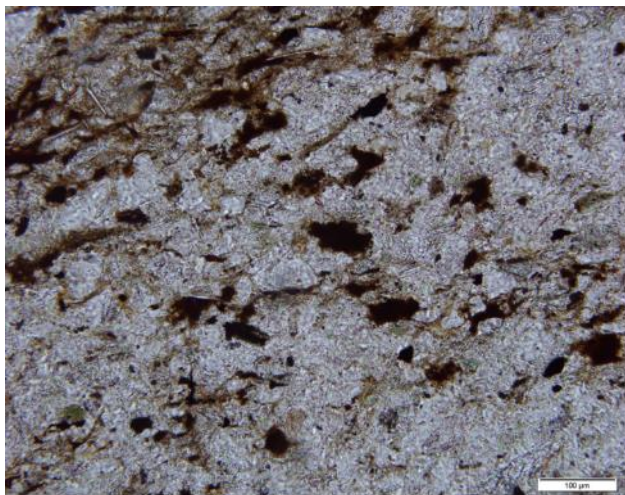


Рисунок 30 Фотография шлифа № к 2/2 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: Алевролит с карбонатно-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами, пластинками мусковита и обломками пород (осадочными, вулканическими и метаморфическими).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 10 μm , (0,01мм) максимальный- 75 μm , (0,075мм), средний- 35 μm (0,035мм). Зерна полуокатанные. В некоторых частях шлифа первоначальный размер зерен и окатанность невозможно точно определить из-за значительных вторичных изменений. Цемент карбонатный, местами слюдисто-железистый. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 86%.

Среди полевых шпатов узнаются только плагиоклазы. По обломкам ПШ происходит замещение цементирующей массой вплоть до их полного уничтожения. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. В среднем, размер плагиоклазов составляет- 60 μm (0,06 мм). Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 9%.

В сумме обломки пород составляют 4 % от всей обломочной части. Среди обломков преимущественно диагностируются фрагменты карбонатных пород. В основном, они имеют угловатые формы. В среднем, их размер составляет 40 μm (0,04мм).

Обломки метаморфических и вулканических пород единичны.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита.

Структура обломочной части алевритовая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 51 % и 49 % соответственно.

Цемент карбонатно-глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: пятнистый.

По степени кристалличности: мелкокристаллический-мозаичный. размер кристаллов цемента меньше зерен обломочной части.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (все виды: проникновения, коррозионный, замещения).

В шлифе четко просматривается слоистость, характеризующаяся изменением размерности обломочной части.

Шлиф № к 2/3 (рис.31)

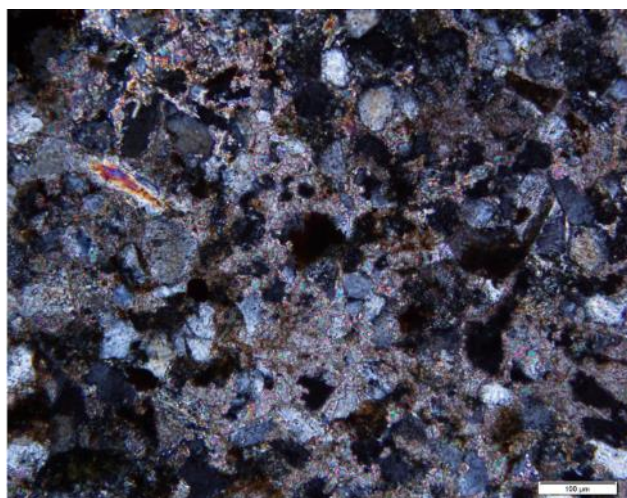
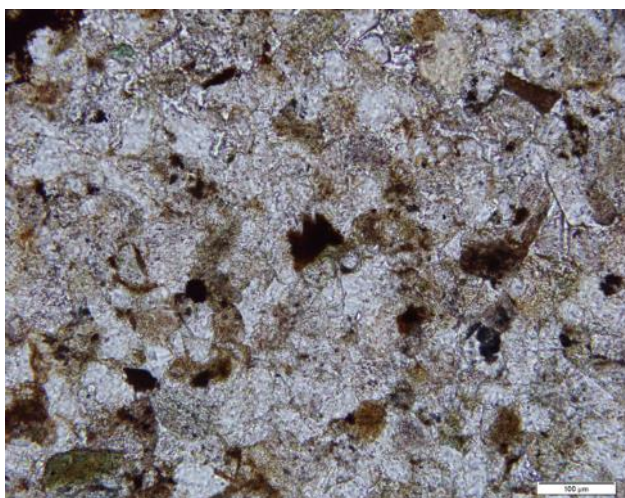


Рисунок 31 Фотография шлифа № к 2/3 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: Алевролит с биотитом и карбонатно-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание.

Минимальный размер составляет 10 μm (0,01 мм), максимальный- 80 μm, (0,08 мм), средний-

40 μm (0,04мм). Зерна полуокатанные и слабоокатанные. Большая часть зерен полностью или частично замещена карбонатами. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 50 %.

Среди полевых шпатов есть зерна как КППШ, так плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации, либо сильно разрушены. По обломкам ПШ происходит замещение цементирующей массой вплоть до их полного уничтожения. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам, распознать обломочную часть удастся по реликтам первичной структуры. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Средний размер зерен- 60 μm (0,06мм). В основном, зерна окатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Частично подвержены замещению карбонатным цементом. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 14 %.

Среди обломков преимущественно диагностируются фрагменты вулканических пород. В основном, они представлены хорошо окатанными зернами. Зерна вулканических пород часто замещены продуктами вторичного изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Минимальный размер составляет 20 μm (0,02 мм), максимальный- 100 μm (0,11мм), средний- 53 μm . Содержание от всей обломочной части составляет 35 %.

Обломки метаморфических и осадочных пород единичны.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками биотита. Биотит имеет пластинчатую форму. Наблюдается в виде удлиненных чешуек, которые иногда имеют изогнутые формы под давлением более твердых породообразующих обломков (кварца и ПШ).

Структура обломочной части алевроитовая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 69 % и 31% соответственно.

Цемент карбонатно-глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: пятнистый.

По степени кристалличности: мелкокристаллический - размер кристаллов цемента меньше зерен обломочной части, частично микрокристаллический- размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (коррозионный, замещения).

Армхинская свита. Кармадонское ущелье.

Шлиф № к9_1(рис.32)

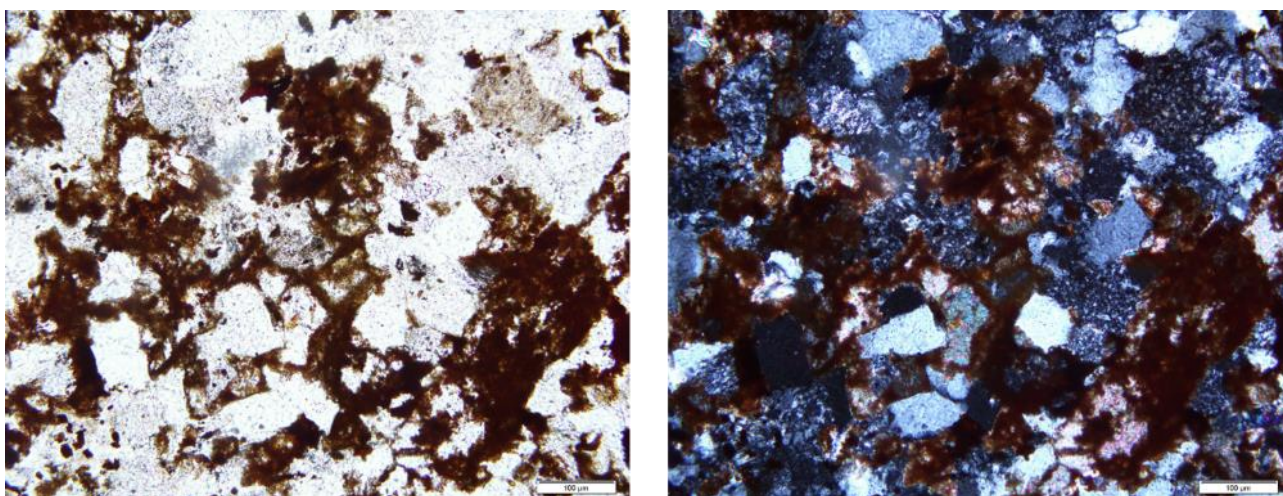


Рисунок 32 Фотография шлифа № к 9/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый литический (вулканомиктовый) аренит с железистым и карбонатным цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 20 μm (0,02 мм), средний- 70 μm (0,07 мм), максимальный- 145 μm 0,145 мм). Зерна полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 55 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для

них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Средний размер зерен- 60 μm (0,06мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 13 %.

Обломки вулканических пород представлены преимущественно вулканическим стеклом. Зерна хорошо окатаны. Часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 80 μm (0,09 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 20 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 65 μm (0,065 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 9%.

Обломки осадочных пород представлены обломками известняков. В основном, обломки хорошо окатаны. Распознаются плохо, т. к. сильно ожелезнены и их довольно сложно отличить от цемента. Чаще встречаются изометричные зерна, но попадаются и зерна неправильной формы. Средний размер составляет 80 μm (0,08 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 3 %.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 88 % и 12 % соответственно.

Цемент карбонатный и железистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: островной и точечный.

По степени кристалличности: мелкокристаллический - размер кристаллов цемента меньше зерен обломочной части, частично микрокристаллический- размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (замещения).

Шлиф № к9/2 (рис.33)

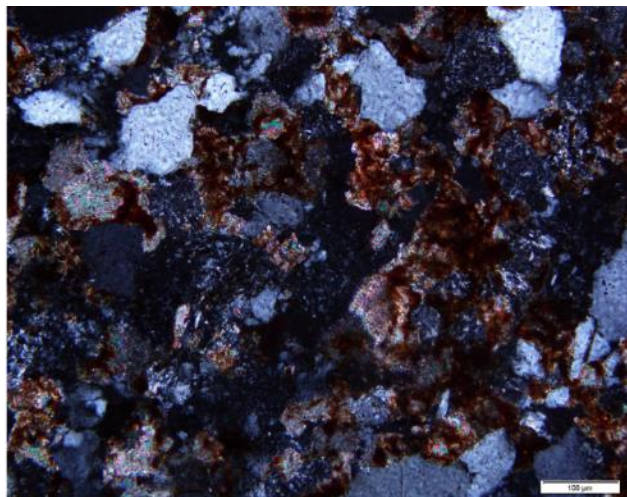
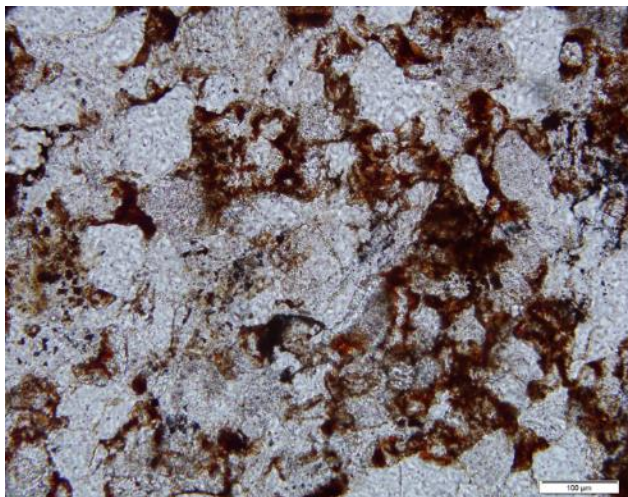


Рисунок 33 Фотография шлифа № к 9/2 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый литический (вулканомиктовый) аренит с кремнисто-карбонатным цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 18 μm (0,018 мм), средний- 60 μm (0,06 мм), максимальный- 140 μm , (0,14 мм). Зерна полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 45%.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Средний размер зерен- 60 μm (0,06 мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 22%.

В сумме обломки пород составляют 33 % от всей обломочной части. Среди обломков преимущественно диагностируются фрагменты вулканических пород. Представлены хорошо окатанными зернами, которые часто замещены продуктами вторичного изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 80 μm (0,08 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 20 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 60 μm (0,06 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 5 %.

Обломки осадочных пород, в основном, характеризуются фрагментами известняков и доломитов. Имеют угловатые формы, хотя есть и единичные изометричные зерна. В среднем, их размер составляет 80 μm (0,08мм). Содержание от всей обломочной части составляет 8 %.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 71 % и 29 % соответственно.

Цемент кремнисто-карбонатный.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: островной.

По степени кристалличности: мелкокристаллический - размер кристаллов цемента меньше зерен обломочной части.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (замещения).

В шлифе просматривается небольшая трещина, заполненная кальцитом. Ее ширина составляет 165 μm .

Шлиф № к10/1 (рис.34)

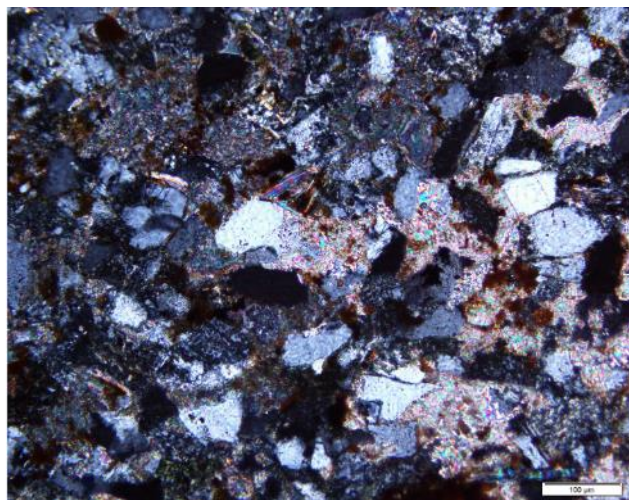
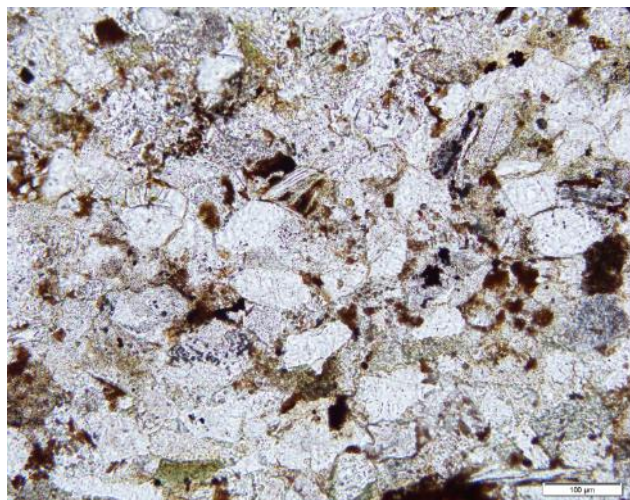


Рисунок 34 Фотография шлифа № к 10/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый литический (вулканомиктовый) аренит с карбонатным цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 20 μm (0,02мм), средний- 66 μm (0,06мм), максимальный- 140 μm , (0,14 мм). Зерна полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 38 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Средний размер зерен- 60 μm (0,06мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 27 %.

Обломки вулканических пород преимущественно представлены вулканическим стеклом. Хорошо окатаны. Часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 70 μm (0,07 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 25 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 60 μm (0,06 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 4 %.

Обломки осадочных пород представлены обломками известняков. В основном, зерна хорошо окатаны, имеют изометричные зерна. Обломки неправильной формы встречаются редко. Средний размер составляет 60 μm (0,06мм). Содержание от всей обломочной части составляет 2 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками биотита. Биотит имеет пластинчатую форму. Наблюдается в виде удлиненных чешуек, которые иногда имеют изогнутые формы под давлением более твердых порообразующих обломков (кварца и ПШ). Содержание от обломочной части составляет 4 %.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 66 % и 34 % соответственно.

Цемент карбонатный.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: закрытый поровый, точечный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: преобладающий несплошной и островной.

По степени кристалличности: мелкокристаллический - размер кристаллов цемента меньше зерен обломочной части.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (все виды: коррозионный, замещения).

Мизурская свита. Дигорское ущелье.

Шлиф № к 3/1. (рис.35)

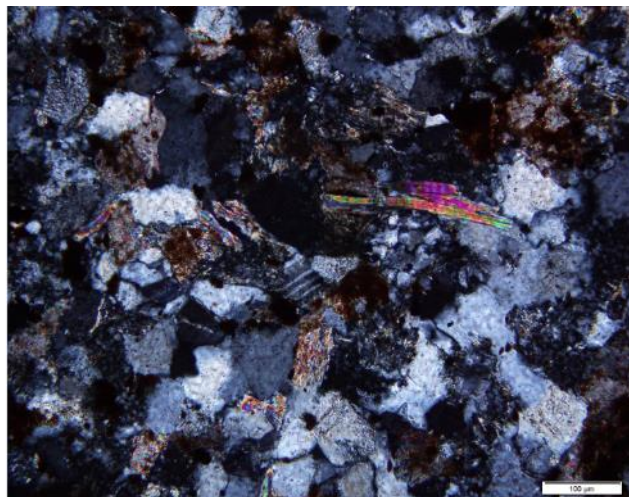
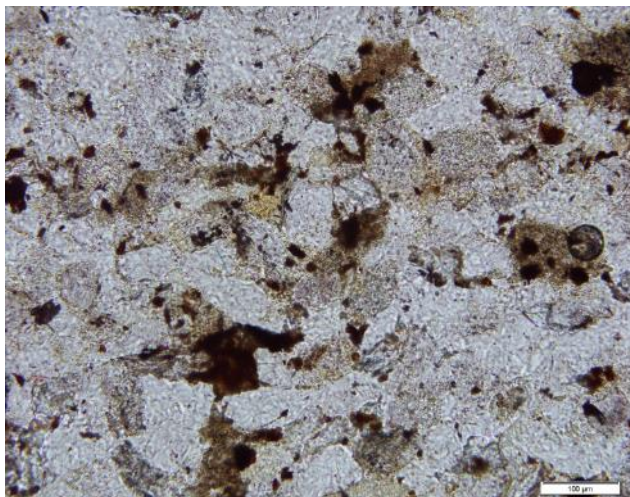


Рисунок 35 Фотография шлифа № к 3/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый литический (вулканомиктовый) аренит с мусковитом карбонатно-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими и метаморфическими)

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 15 μm (0,015 мм), 65 μm (0,065 мм), максимальный- 120 μm (0,12 мм). Зерна окатанные и полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 48 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер составляет 15 μm (0,015мм), средний размер зерен- 65 μm (0,065 мм), максимальный -120 μm (0,12 мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 15 %.

Обломки вулканических пород преимущественно представлены вулканическим стеклом. Хорошо окатаны. Часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 70 μm (0,07 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 28 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 60 μm (0,06 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 6 %.

Обломки осадочных пород встречаются редко, представлены окатанными обломками известняков. Содержание от обломочной части составляет меньше 1 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде расщепленных чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет 3 %.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 89 % и 11 % соответственно.

Цемент глинистый, местами карбонатный.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный.

По степени кристалличности: микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (коррозионный, замещения).

Шлиф № к 3/2 (рис.36)

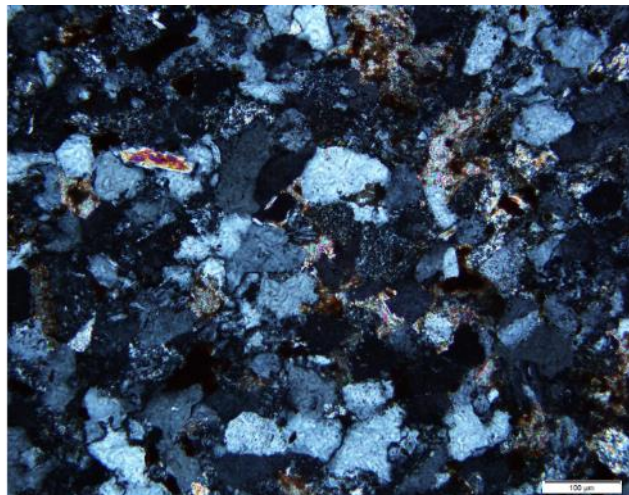
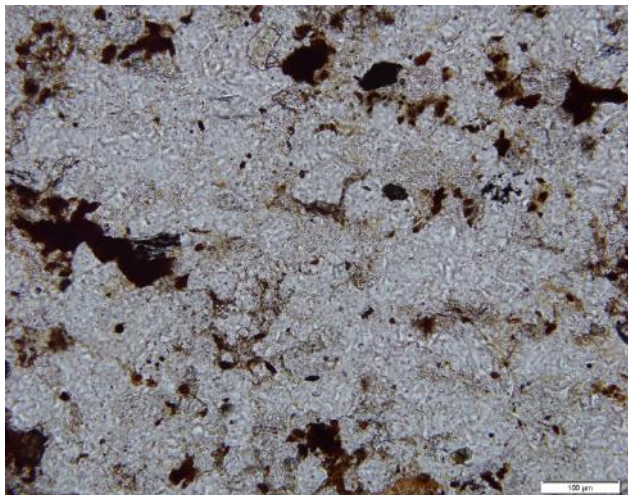


Рисунок 36 Фотография шлифа № к 3/2 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: Алевролит с мусковитом и карбонатно-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными породами)

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание.

Минимальный размер составляет 10 μm (0,01 мм), 70 μm (0,07мм), максимальный- 100 μm (0,1 мм). Зерна окатанные и полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 55 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер составляет 15 μm (0,015мм), средний размер зерен- 45μm

(0,05 мм), максимальный -120 μm (0,12 мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 12 %.

Обломки вулканических пород преимущественно представлены вулканическим стеклом. Хорошо окатаны, имеют изометричную форму. Часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 60 μm (0,06 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 11 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 70 μm (0,07мм) Содержание от всей обломочной части составляет 4 %.

Обломки осадочных пород встречаются редко, представлены окатанными обломками известняков. Содержание от обломочной части составляет 1 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде удлиненных чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет 4 %.

Структура обломочной части алевритовая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 77 % и 23 % соответственно.

Цемент глинистый, местами карбонатный.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный.

По степени кристалличности: микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (коррозионный, замещения).

Шлиф № к 3/3 (рис.37)

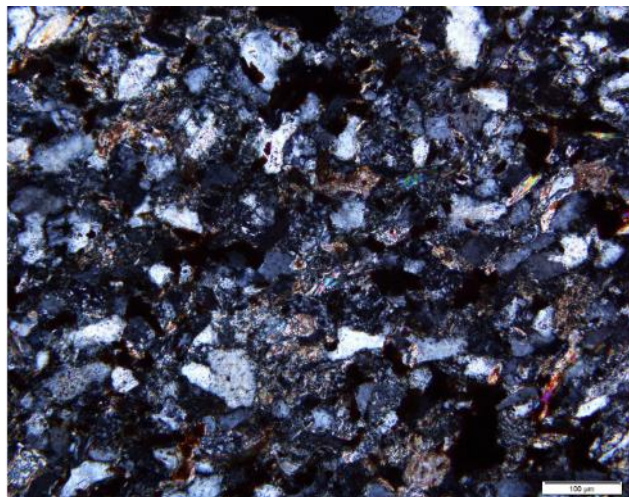
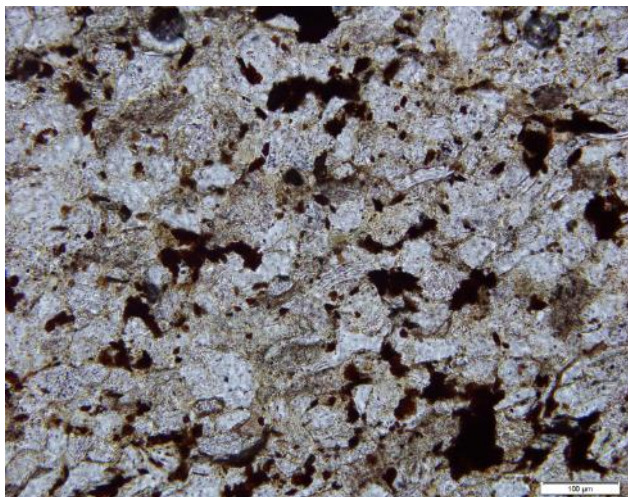


Рисунок 37 Фотография шлифа № к 3/3 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: Алевролит с мусковитом и железисто-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание.

Минимальный размер составляет 7 μm (0,007 мм), средний- 30 μm (0,03 мм), максимальный- 60 μm , (0,06 мм). Зерна полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 61 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер зерен- 15 μm (0,015 мм), средний размер зерен- 45 μm (0,045 мм), максимальный- 80 μm (0,08 мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 12%.

В сумме обломки пород составляют 24 % от всей обломочной части. Среди обломков

преимущественно преобладают фрагменты вулканических пород, обломки которых представлены хорошо окатанными зернами, часто замещенными продуктами вторичного

изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 55 μm (0,055 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 15 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 30 μm (0,03 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 7 %.

Обломки осадочных пород, в основном, характеризуются фрагментами известняков и доломитов. Имеют угловатые формы, хотя есть и единичные изометричные зерна. В среднем, их размер составляет 30 μm (0,03мм). Содержание от всей обломочной части составляет 2 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде расщепленных чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет 3 %.

Структура обломочной части алевроитовая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 71 % и 29 % соответственно.

Цемент железистый и глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный, пятнистый.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный, островной.

По степени кристалличности: микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (замещения).

Шлиф № к 3/4 (рис.38)

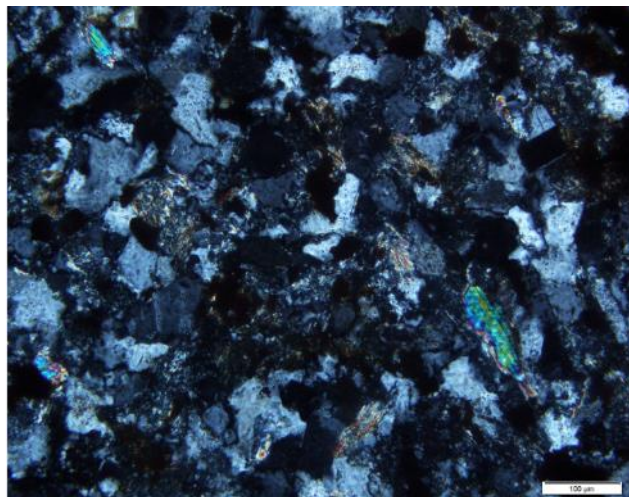
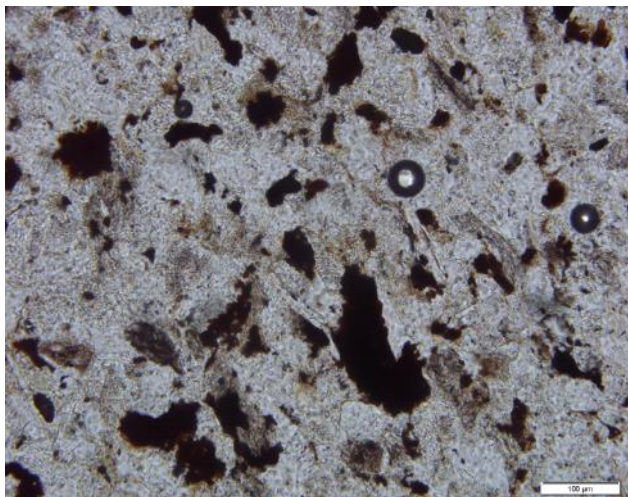


Рисунок 38 Фотография шлифа № к 3/4 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: Алевролит с мусковитом и железисто-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание.

Минимальный размер составляет 10 μm (0,01мм), средний- 40 μm (0,04 мм), максимальный- 80 μm , (0,08 мм). Зерна окатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 70 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер зерен- 20 μm (0,02 мм), средний размер зерен- 35 μm (0,035мм), максимальный- 60 μm (0,06 мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 5%.

В сумме обломки пород составляют 22 % от всей обломочной части. Среди обломков

преимущественно преобладают метаморфические и вулканические разновидности.

Вулканические обломки представлены хорошо окатанными зернами, часто замещенными продуктами вторичного изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 55 μm (0,055 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 8 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 30 μm (0,03 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 12 %.

Обломки осадочных пород встречаются редко и характеризуются, в основном, фрагментами известняков и доломитов. Имеют угловатые формы, хотя есть и единичные изометричные зерна. В среднем, их размер составляет 30 μm (0,03мм). Содержание от всей обломочной части составляет 2 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде расщепленных чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет 3 %.

Структура обломочной части алевритовая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 59 % и 41 % соответственно.

Цемент железистый и глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный, пятнистый.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный, островной.

По степени кристалличности: микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (замещения).

Шлиф № к 3/5 (рис.39)

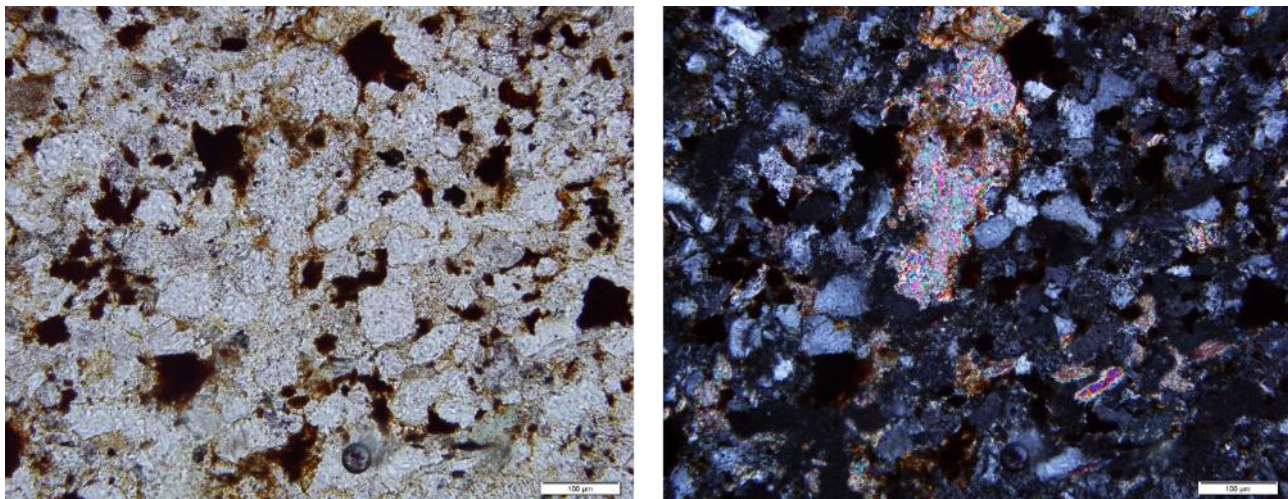


Рисунок 39 Фотография шлифа № к 3/5 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: Алевролит с мусковитом и железисто-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 10 μm (0,01мм), средний- 40 μm (0,04 мм), максимальный- 70 μm , (0,07 мм). Зерна окатанные, полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 56 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер зерен- 20 μm (0,02 мм), средний размер зерен- 30 μm (0,03 мм), максимальный- 60 μm (0,06 мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 8 %.

В сумме обломки пород составляют 34 % от всей обломочной части.

Вулканические обломки представлены хорошо окатанными зернами, часто замещенными продуктами вторичного изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 50 μm (0,05мм) Содержание от всей обломочной части составляет 14%.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 25 μm (0,025 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 10 %.

Обломки осадочных пород характеризуются, в основном, фрагментами известняков и доломитов. Имеют угловатые формы, хотя есть и единичные изометричные зерна. В среднем, их размер составляет 30 μm (0,03мм). Содержание от всей обломочной части составляет 10%.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде расщепленных чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет 2 %.

Структура обломочной части алевритовая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 83 % и 17 % соответственно.

Цемент железистый и глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный, пятнистый.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный, островной.

По степени кристалличности: микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (коррозионный и замещения).

Шлиф № к 3/6 (рис. 40)

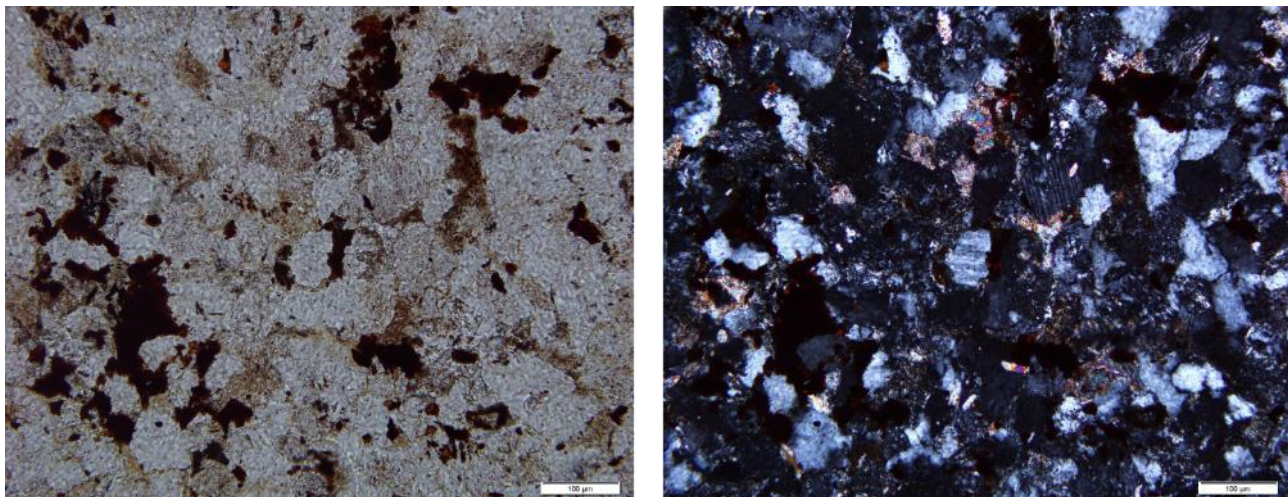


Рисунок 40 Фотография шлифа № к 3/6 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: Алевролит с мусковитом и железисто-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 10 μm (0,01мм), средний- 40 μm (0,04 мм), максимальный- 100 μm , (0,1мм). Зерна окатанные, полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 55 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер зерен- 30 μm (0,03 мм), средний размер зерен- 45 μm (0,045 мм), максимальный- 80 μm (0,08 мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 11 %.

В сумме обломки пород составляют 27 % от всей обломочной части.

Вулканические обломки представлены хорошо окатанными зернами, часто замещенными продуктами вторичного изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 45 μm (0,045 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 20 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 60 μm (0,060 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 5 %.

Обломки осадочных пород характеризуются, в основном, фрагментами известняков и доломитов. Имеют угловатые формы, хотя есть и единичные изометричные зерна. В среднем, их размер составляет 40 μm (0,04мм). Содержание от всей обломочной части составляет 2 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде расщепленных чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет 7 %.

Структура обломочной части алевритовая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 78 % и 22 % соответственно.

Цемент железистый и глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный, пятнистый.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный, островной.

По степени кристалличности: микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (коррозионный и замещения).

Шлиф № к 4/1 (рис. 41)

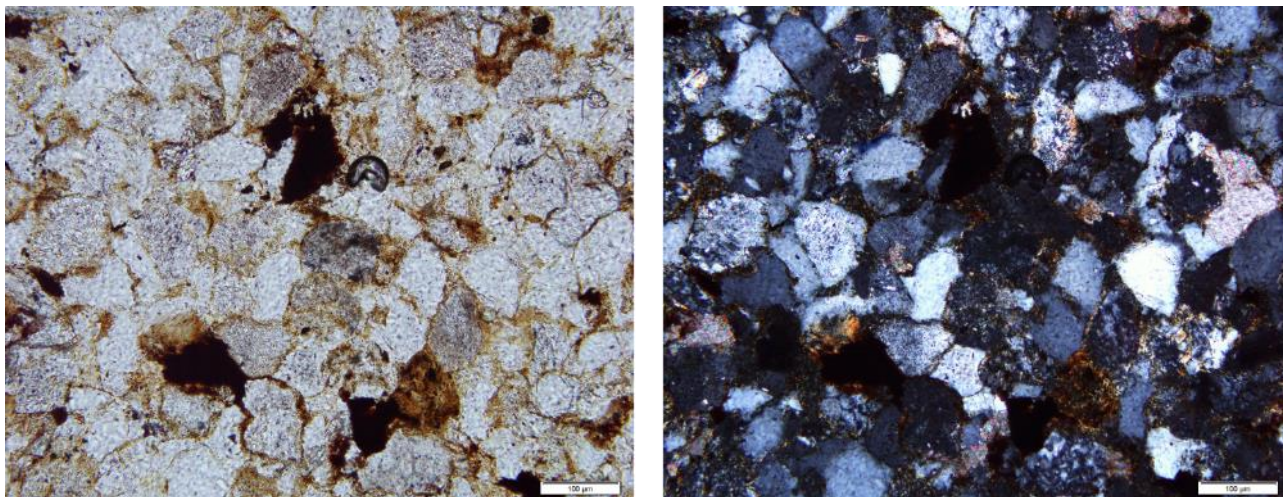


Рисунок 41 Фотография шлифа № к 4/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый субаркозовый аренит с мусковитом и глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими и осадочными).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 10 μm (0,01 мм), средний- 50 μm (0,05мм), максимальный- 100 μm 0,1 мм). Зерна полуокатанные, окатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 64 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер зерен- 30 μm (0,03 мм), средний размер зерен- 60 μm (0,06 мм), максимальный- 80 μm (0,08 мм). В основном, зерна плохоекатанные, часто сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 16 %.

Обломки вулканических пород представлены преимущественно вулканическим стеклом. Зерна хорошо окатаны. Часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 70 μm (0,07 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 10 %.

Обломки осадочных пород представлены обломками известняков. В основном, обломки хорошо окатаны. Чаще встречаются изометричные зерна, но попадаются и зерна неправильной формы. Средний размер составляет 70 μm (0,07 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 5 %.

Обломки метаморфических пород представлены единичными фрагментами микрокварцитов.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде удлинённых чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет 5%.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 77 % и 23 % соответственно.

Цемент глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный.

По степени кристалличности: мелкокристаллический - размер кристаллов цемента меньше зерен обломочной части, частично микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зёрнами: деструктивный (замещения).

Шлиф № к 5/3 (рис.42)

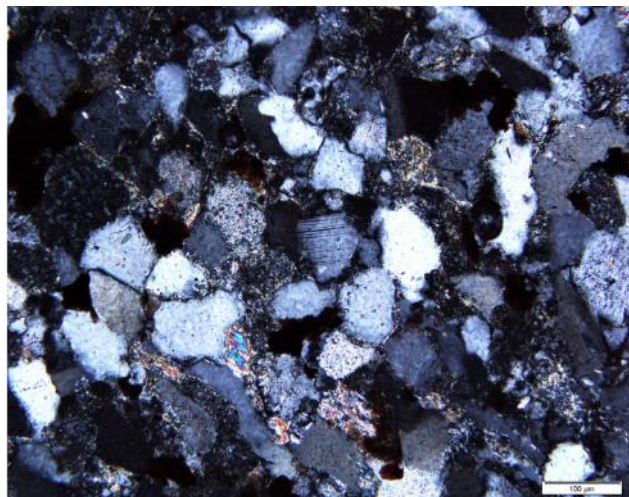
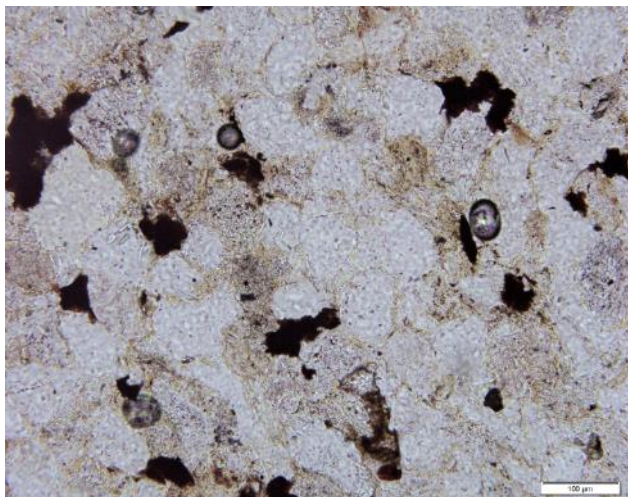


Рисунок 42 Фотография шлифа № к 5/3 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый филларенит с мусковитом и карбонатно-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными).

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание. Минимальный размер составляет 10 μm (0,01 мм), средний- 80 μm (0,08мм), максимальный- 130 μm 0,13 мм). Зерна полуокатанные, окатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 61 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер зерен- 30 μm (0,03 мм), средний размер зерен- 80 μm (0,08мм), максимальный- 100 μm (0,1 мм). В основном, зерна плохоокатанные, часто сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 12 %.

Обломки вулканических пород представлены преимущественно вулканическим стеклом. Зерна хорошо окатаны. В основном, имеют продолговатую форму обломков. Часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 90 μm (0,09 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 8 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 70 μm (0,07 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 5 %.

Обломки осадочных пород представлены обломками известняков и доломитов. В основном, обломки хорошо окатаны. Чаще встречаются изометричные зерна, но попадаются и зерна неправильной формы. Средний размер составляет 70 μm (0,07 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 5 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде удлинённых чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет 2 %.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 97 % и 3 % соответственно.

Цемент карбонатно-глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный, островной.

По степени кристалличности: мелкокристаллический - размер кристаллов цемента меньше зерен обломочной части, частично микрокристаллический- размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зёрнами: деструктивный (коррозионный и замещения).

Шлиф № к 6/1 (рис.43)

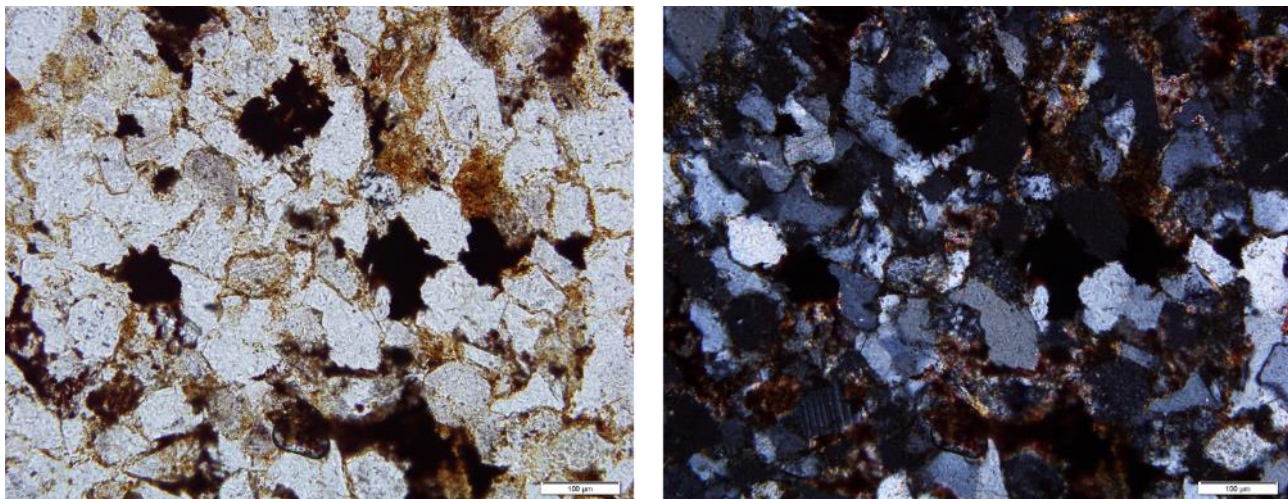


Рисунок 43 Фотография шлифа № к 6/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый субаркозовый аренит с глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными)

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание.

Минимальный размер составляет 10 µm (0,01 мм), 40 µm (0,04 мм), максимальный- 100 µm (0,1 мм). Зерна окатанные и полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 74 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер составляет 30 µm (0,03 мм), средний размер зерен- 55 µm (0,055 мм), максимальный -80 µm (0,08 мм). В основном, зерна полуокатанные, но иногда сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 15 %.

Обломки вулканических пород преимущественно представлены вулканическим стеклом. Хорошо окатаны. Встречаются продолговатые и изометричные зерна. Часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 70 µm (0,07 мм), максимальный 300 µm (0,3 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 5 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 60 μm (0,06 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 5 %.

Обломки осадочных пород встречаются редко, представлены окатанными обломками известняков. Содержание от обломочной части составляет меньше 1 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде расщепленных чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет меньше 1 %.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 68 % и 32 % соответственно.

Цемент глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный.

По степени кристалличности: микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (замещения).

Шлиф № к 7/1 (рис.43)

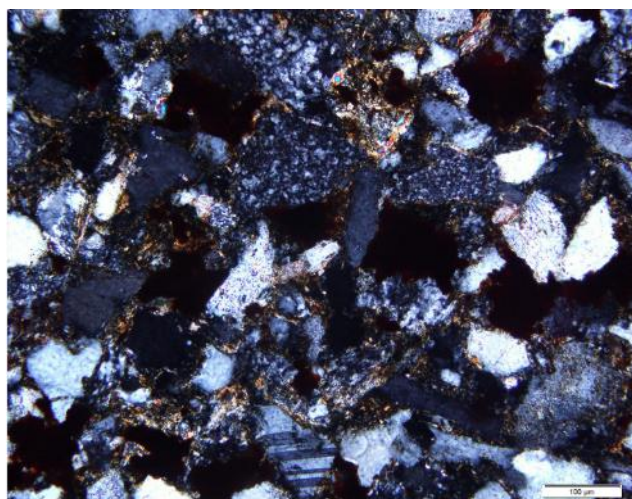
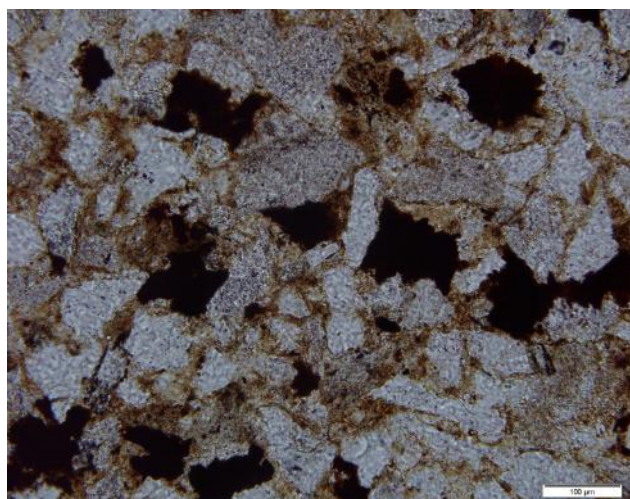


Рисунок 43 Фотография шлифа № к 7/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый сублитический (вулканомиктовый) аренит с мусковитом и глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными)

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание.

Минимальный размер составляет 10 μm (0,01 мм), 50 μm (0,05 мм), максимальный- 110 μm (0,11 мм). Зерна окатанные и полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 73 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер составляет 30 μm (0,03 мм), средний размер зерен- 90 μm (0,09 мм), максимальный -100 μm (0,1 мм). В основном, зерна сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 8 %.

Обломки вулканических пород преимущественно представлены вулканическим стеклом. Хорошо окатаны. Встречаются продолговатые и изометричные зерна, но есть и угловатые. Зерна часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 60 μm (0,06мм). Содержание от всей обломочной части составляет 12 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 60 μm (0,06 мм) Содержание от всей обломочной части составляет 3 %.

Обломки осадочных пород представлены окатанными обломками известняков. Содержание от обломочной части составляет меньше 2 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде расщепленных чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет 2 %.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 79 % и 21 % соответственно.

Цемент глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный.

По степени кристалличности: микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (замещения).

Шлифы № к 8/1 и к8/2. (рис.43, 44)

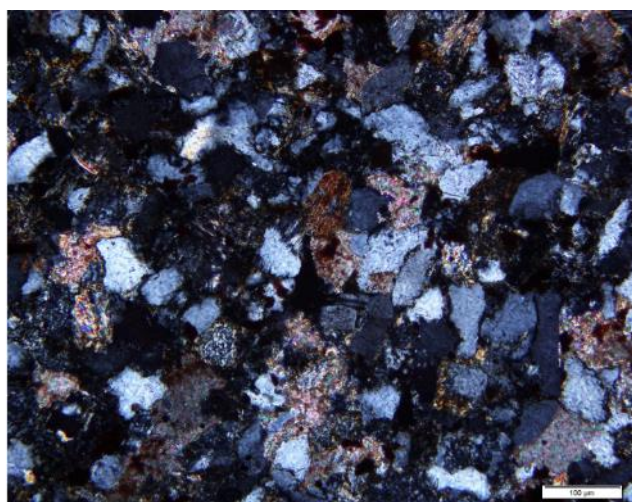
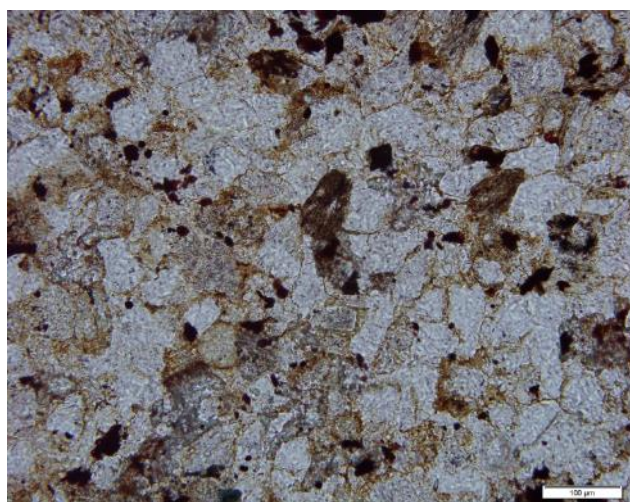


Рисунок 43 Фотография шлифа № к 8/1 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

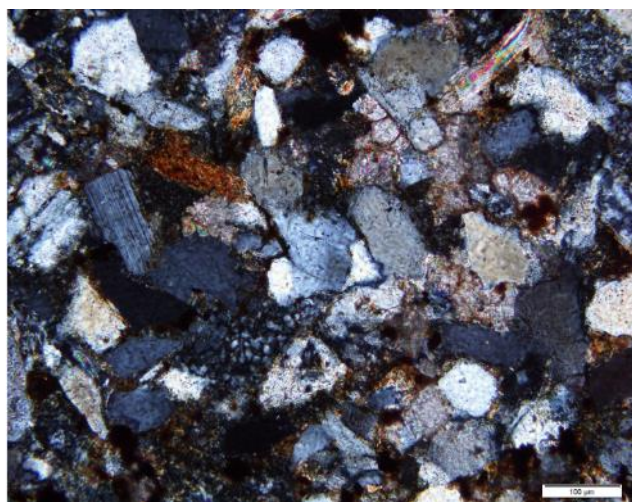
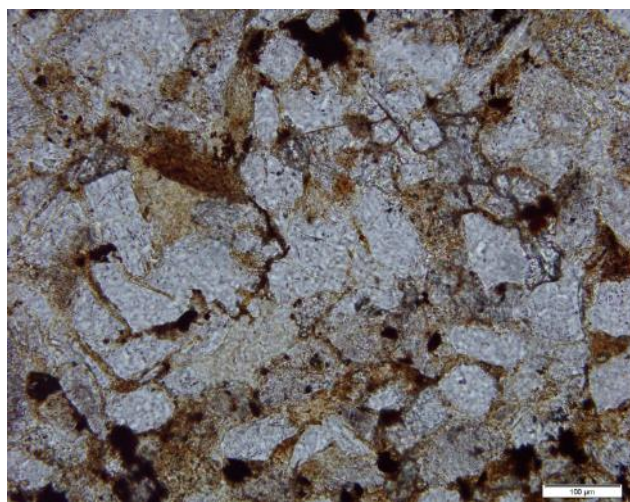


Рисунок 44 Фотография шлифа № к 8/2 (слева- с анализатором, справа- без анализатора).

Название: тонкозернистый литический (вулканомиктовый) аренит с карбонатно-глинистым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (вулканическими, метаморфическими и осадочными)

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам: бесцветный в параллельных николях, имеет серые цвета интерференции, волнистое погасание.

Минимальный размер составляет 10 μm (0,01 мм), 50 μm (0,05 мм), максимальный- 110 μm (0,11 мм). Зерна окатанные и полуокатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 61 %.

Полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, так же присутствуют зерна плагиоклазов. Зерна сильно подвержены вторичным изменениям, покрыты продуктами пелитизации бурого цвета, либо сильно разрушены. По зернам ПШ происходит замещение цементирующей массой. В этом случае распознаются лишь плагиоклазы по характерным для них полисинтетическим двойникам. Калиевые ПШ распознаются с трудом по косвенным признакам. Минимальный размер составляет 20 μm (0,02 мм), средний размер зерен- 55 μm (0,055 мм), максимальный -100 μm (0,1 мм). В основном, зерна сохраняют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 12 %.

Обломки вулканических пород преимущественно представлены вулканическим стеклом. Хорошо окатаны. Встречаются продолговатые и изометричные зерна, но есть и угловатые. Зерна часто замещены вторичными продуктами изменения: серицитом, хлоритом, карбонатами. Средний размер составляет 60 μm (0,06мм). Содержание от всей обломочной части составляет 12 %.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами. Средний размер составляет 50 μm (0,05 мм). Содержание от всей обломочной части составляет 5 %.

Обломки осадочных пород представлены обломками известняков и доломитов. Представляют собой окатанные изометричные зерна, угловатые обломки также встречаются. Средний размер составляет 40 μm (0,04 мм). Содержание от обломочной части 10 %.

Акцессорные минералы представлены единичными пластинками мусковита. Встречается в виде расщепленных чешуек и мелких частиц. Содержание от обломочной части составляет меньше 1 %.

Структура обломочной части тонкозернистая.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 80 % и 20 % соответственно.

Цемент карбонатно- глинистый.

Структурные типы цемента.

По количеству и распределению в породе: прерывистый контурный.

По равномерности заполнения межзернового пространства: точечный.

По степени кристалличности: микрокристаллический - размер кристаллов цемента меньше 0,005 мм.

По взаимоотношению с обломочными зернами: деструктивный (замещения).